# ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

## СУЛЬФИДНЫХ РУД НОРИЛЬСКОГО ТИПА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
КРАСНОЯРСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
НОРИЛЬСКАЯ КОМПЛЕКСНАЯ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 418

# ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ СУЛЬФИДНЫХ РУД НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Ответственный редактор академик *В. С. Соболев*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск. 1978

УДК 550.8;84;85

На основании критического анализа обширного фактического материала и литературных данных в монографии обсуждается система поисковых критериев и факторов на сульфидные руды норильского типа, причем основное внимание уделяется группе петрологических, вулканологических, минералогических и геохимических критериев и признаков. В то же время подчеркивается роль структурно-тектонических, литолого-стратиграфических, гидрогеохимических, геофизических и других критериев и факторов. Указывается на поисковую роль эксплозивных брекчий и коэффициента эксплозивности при региональном районировании площадей. Прогнозное значение имеет приводимая в работе новая генетическая классификация дифференцированных интрузий, в том числе рудоносных.

Монография представляет интерес для геологов-поисковиков, петрографов, специалистов по рудным месторождениям и студентов старших курсов геологических факультетов.

П $\frac{20805-891}{055(02)-78}$ 319—78

© Издательство «Наука», 1978.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Согласно решениям XXV съезда КПСС о расширении минерально-сырьевой базы Норильского комбината перед геологами поставлена задача поисков богатых медно-никелевых руд. Последнее невозможно без разработки наиболее эффективных критериев поисков рудоносных интрузий по ведущим отраслям геологических знаний на их современном уровне. Особое внимание в данной работе уделено изысканию простейших вулканологических, магматических, петрохимических, геохимических, минералогических и других методов выявления потенциально рудоносных интрузивов или площадей их распространения. Кроме того, разработаны основы генетической классификации рудоносных интрузивов для их разбраковки в дальнейшем, с целью выявления таковых, несущих медно-никелевое оруденение. В написании работы приняли участие (см. оглавление) геологи Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции КГУ и сотрудники АН СССР, причем роль редакторов-составителей взяли на себя доктора геол.-мин. наук А. М. Виленский (НКГРЭ) и В. В. Золотухин (ИГиГ СО АН СССР).

Несомненно, большую пользу для разработки излагаемых критериев поисков рудоносных интрузий принесли, являясь их фундаментом, ранние исследования В. С. Соболева, В. И. Котульского, С. В. Обручева, Ю. М. Шейнманна, Б. Н. Рожкова, М. Л. Лурье, Н. Н. Урванцева, П. Е. Оффмана, М. Н. Годлевского, А. П. Лебедева, В. И. Гоньшаковой, а в течение последнего десятилетия А. И. Архиповой, Б. Н. Батуева, А. М. Виленского, Ю. Г. Васильева, А. Д. Генкина, В. С. Голубкова, Д. А. Додина, В. В. Дистлера, О. А. Дюжикова, Ю. И. Дмитриева, В. В. Золотухина, П. Ф. Иванкина, В. Д. Карбышева, В. Ф. Краьцова, Г. И. Кавардина, В. А. Люлько, Н. С. Малича, Г. В. Нестеренко, В. С. Нестеровского, Т. И. Немененка, Б. В. Олейникова, Я. И. Полькина, В. В. Рябова, В. К. Степанова, Г. Н. Старицыной, Е. В. Тугановой, А. В. Тарасова, Д. М. Туровцева, В. А. Шаткова, Н. Ф. Щедрина, В. В. Юдиной и др.

Авторы с большой пользой для работы обсуждали различные вопросы геологии и магматизма с геологами Норильской экспедиции Л. Л. Ваулиным, В. Ф. Кравцовым, В. С. Нестеровским, О. А. Дюжиковым,

Ю. Н. Седых и Н. Ф. Щедриным, которым, пользуясь случаем, выражают благодарность, а также благодарны за помощь в проведении данной работы техникам-геологам Н. А. Гоголевой, Г. Л. Мельниковой, Л. С. Шустовой и лаборанту А. В. Хлыбовой.

Предлагаемая вниманию читателя работа фактически представляет собой продолжение (практический аспект) ранее опубликованной в издательстве «Наука» (Новосибирск, 1978) монографии коллектива авторов «Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы». Стараясь избегать повторений, авторы тем не менее иногда вынуждены напомнить главные черты и особенности геологии и петрологии рудоносных интрузий для аргументации предлагаемых поисковых критериев на сульфидные руды норильского типа. Нет сомнения, что они будут совершенствоваться по мере накопления фактического материала и его дальнейшего обобщения.

Глава 1

# СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ФАКТОРЫ

В региональном плане Норильский район приурочен к Предтаймырской структурно-формационной зоне и расположен в пределах Норильской трапповой субпровинции (Петрология и перспективы..., 1978), где широко распространены разнообразные по возрасту, морфологии, внутреннему строению и рудоносности интрузивы, относимые к гипербазитовой субформации траппов, а также дифференцированная серия лав ($P_2$ — $T_2$). Эволюция магматизма и рудообразования тесно сопряжена с тектоническим развитием региона.

Структуры нижнего яруса платформенного чехла, сформировавшиеся в течение вендско-среднепалеозойского тектоно-седиментационного цикла, представлены следующими конседиментационными структурами первого порядка: Норильско-Хараелахский прогиб, Хантайско-Рыбнинский вал, Сыверминский прогиб, Дудинский вал.

Норильско-Хараелахский прогиб на западе и северо-западе имеет общее крыло с Дудинским валом, на юго-востоке с Хантайско-Рыбнинским валом, на юго-западе он ограничен Игарским выступом байкалид. Ориентировка прогиба северо-восточная, протяженность 200—250 км, ширина 50—75 км. Прогиб выполнен вендско-среднепалеозойскими отложениями общей мощностью более 6 км, что в два раза превышает мощность разреза на Хантайско-Рыбнинском поднятии. Центральная часть прогиба характеризуется наиболее полными разрезами средне-верхнепалеозойских отложений. Краевые части прогиба осложняются поднятиями второго порядка, что подтверждается сокращенными бессульфатными терригенно-карбонатными (I тип разреза) девонскими осадками.

Хантайско-Рыбнинский вал (сводово-блоковое поднятие) служит границей Сыверминского
рина вала от 30 до 60 км, прослеженная длина более 300 км, простирание северо-восточное. В поперечном сечении структура имеет коробчато-ступенчатый профиль, отражающий глыбовые движения блоков фундамента. От оси поднятия наблюдается несколько ступеней, выраженных флексурообразными складками с углами падения от 10 до 30°. Ядро вала сложено породами кембрия, а крылья — осадками ордовика, силура, карбона, перми и триаса. Зоны перехода от вала к смежным прогибам, изученные Э. Б. Луниным (1971—1975 гг.) в районе Талнаха, Микчанды и в других местах, характеризуются резким увеличением в разрезе девонских формаций терригенной и карбонатной составляющей, появлением конседиментационных брекчий с одновременным исчезновением сульфатов и сокращением мощности отложений. С зонами фациальных изменений девонских отложений совпадают предтунгусские флексуры, где по геофизическим данным выделяются осевые линии разломов фундамента, заложившихся в допалеозойское время. Рудоконтролирующая роль бортовых частей палеозойских структур, совпадающих с тектонически активными зонами (расколы фундамента), может рассматриваться как наиболее благоприятный путь для движения магматических расплавов, и в то же время флексурные перегибы являются чисто структурным фактором, благоприятным для локализации никеленосных интрузий, что видно из структур-

ных позиций известных медно-никелевых рудных узлов (Люлько и др., 1973).

Дудинский вал, расположенный в северо-западной части района, полностью перекрыт юрско-меловыми и четвертичными образованиями наложенного Енисей-Хатангского прогиба, вследствие чего строение вала изучено очень слабо. Простирание оси вала меняется от субмеридионального до субширотного в верховье р. Пясины; ширина по данным бурения и сейсморазведочных профилей 60—80 км,
километров. В сводовой части структуры залегают верхнепротерозойские и нижнепалеозойские образования. В Игарском районе верхнепротерозойские породы выведены на дневную поверхность и образуют сложно построенный горст. Заложение Дудинского вала, по-видимому, синхронно с заложением Норильско-Хараелахского прогиба.

Тунгусская синеклиза представляет собой крупную конседиментационную структуру, наложенную на гетерогенное нижне-среднепалеозойское основание. Среди пликативных структур, тяготеющих к западному борту Тунгусской синеклизы, выделяется Сыверминский прогиб, аналогичный по строению Норильско-Хараелахскому прогибу. Сыверминский прогиб сочленяется со структурами Приенисейской зоны поднятий по Имангдинско-Кыстыктахскому разлому, прослеженному в меридиональном направлении на расстоянии свыше 500 км (рис. 1.1).

Структуры первого порядка осложняются и разобщаются структурами второго порядка. Основными структурными элементами, определяющими пространственное положение известных рудных узлов, являются крупные брахисинклинали (мульды). Установлено при этом, что промышленно-рудоносные интрузии приурочены к структурам, прошедшим законченное эволюционное развитие. В эффузивную стадию это нашло отражение в образовании дифференцированной серии лав, начальными членами которой являются трахибазальты и андезито-базальты, а конечными пикритовые базальты, что свидетельствует о глубоко зашедшей глубинной дифференциации как непременном условии появления никеленосных интрузивов. Установление связи тектоники и магматизма (и в первую очередь с эффузивной и эксплозивной фациями) — решающее условие при региональном прогнозировании как в пределах крупных прогибов, так и локальных тектоно-магматических структур.

В составе Норильско-Хараелахского прогиба выделяются Норильская, Вологочанская, Хараелахская, Иконская мульды (тектоно-магматические, вулкано-тектонические структуры). Мульды выполнены терригенными осадками тунгусской серии и туфолавовыми образованиями пермо-триаса. Каждая из выделенных мульд представляет собой обособленную локальную тектоно-магматическую структуру, с развитием и формированием которой во времени и пространстве связан интрузивный, эксплозивный и эффузивный трапповый магматизм. Все известные промышленно-никеленосные интрузивы располагаются в бортовых частях мульд, обычно приурочены к участкам центриклинальных замыканий последних на пересечении их глубинными магмоподводящими разломами, образуя своеобразные рудно-магматические узлы (см. рис. 1.1) Развитие тектонических (вулкано-тектонических) структур имеет решающее значение для всего хода магматизма, включая и рудно-интрузивный процесс.

В пределах Сыверминского прогиба, относящегося уже к Путоранской структурно-формационной зоне (Малич, 1975), выделяются Имангдинская, Ламско-Микчандинская и Хета-Хантайская тектоно-магматические структуры. Наиболее детально из этих структур изучена Имангдинская мульда, рассматриваемая как наложенный тектоно-вулканический прогиб (Кравцов, 1973). От Норильской и Вологочанской мульд Сыверминский прогиб отделен Хантайско-Рыбнинским валом, выклинивающимся в междуречье Хенюлях — Аякли, где проходит зона Микчандинского разлома, являющегося, в свою очередь, границей этих структур с

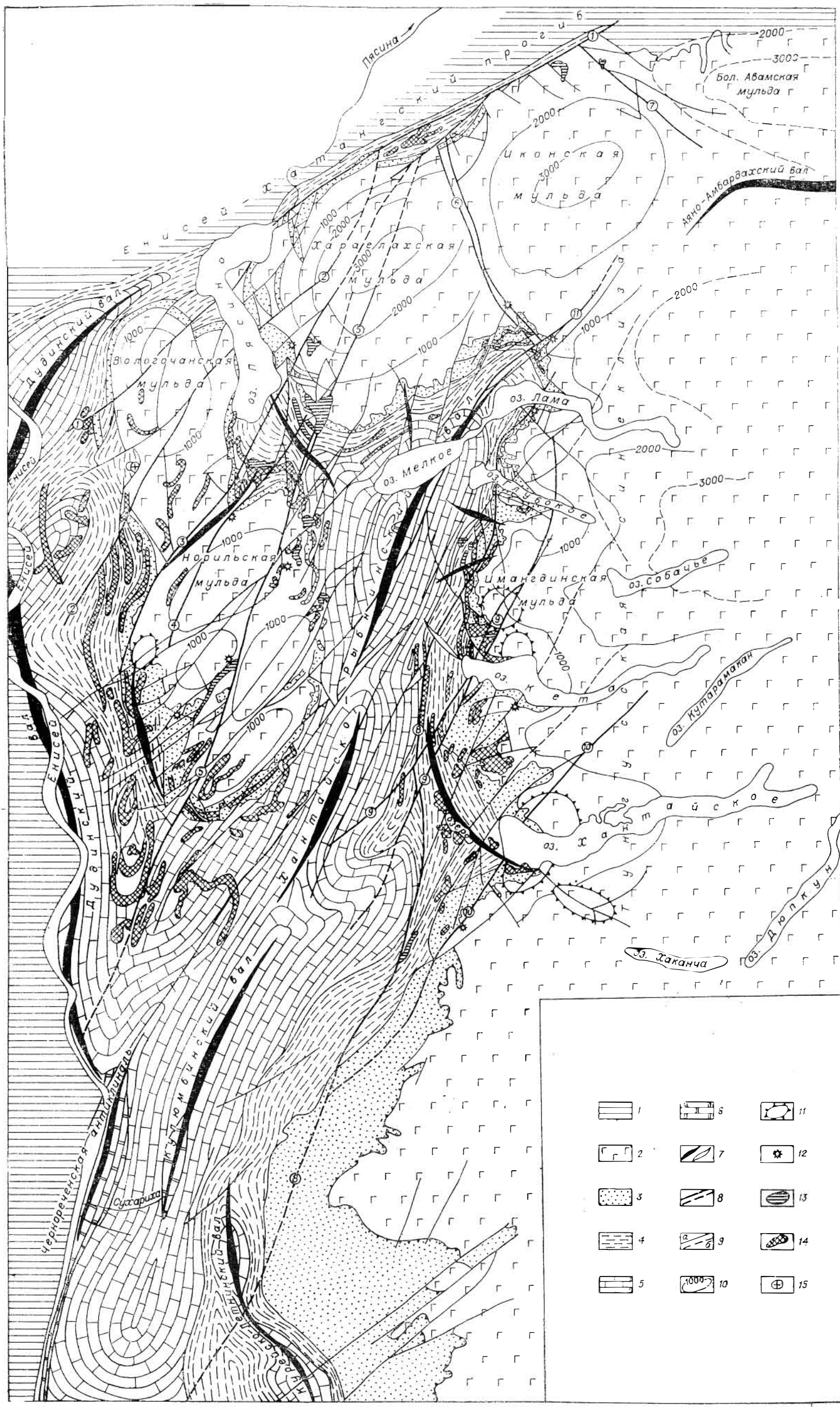



*Рис. 1.1.* Структурно-тектоническая схема Норильского района. Составили Л. Л. Ваулин, Н. Ф. Щедрин, 1976.

**Структурные ярусы:** *1* — мезокайнозойский (Mz — Kz), *2* — верхнепалеозойско-нижнемезозойский (верхнепермский — триасовый, $P_2$ — T), *3* — верхнепалеозойский ($C_3$ — $P_2$), *4* — среднепалеозойский ($C_1$ — S), *5* — нижнепалеозойский (O — Є), *6* — верхнепротерозойский (Pr); *7* — оси основных пликативных структур (1 — антиклинали, 2 — синклинали); *8* — зоны основных разломов (1 — Северо-Хараелахская, 2 — Пясинская (Богандинская), 3 — Фокинско-Тангаралахская, 4 — Далдыканская, 5 — Норильская, 6 — Кумгинская, 7 — Кыстыктахская, 8 — Имангдинско-Летнинская, 9 — Кета-Ирбинская, 10 — Хантайская, 11 — Микчандинская); *9* — прочие разрывные нарушения (*а* — установленные, *б* — предполагаемые); *10* — изопахиты мощностей туфолавовых образований; *11* — полигенные палеовулканы; *12* — трубки взрыва; *13* — дифференцированные интрузии гипербазитовой субформации; *14* — слабодифференцированные, недифференцированные интрузии долеритов и габбро-долеритов базитовой и субщелочной субформаций; *15* — Белгохтохская интрузия гранит-порфиров.

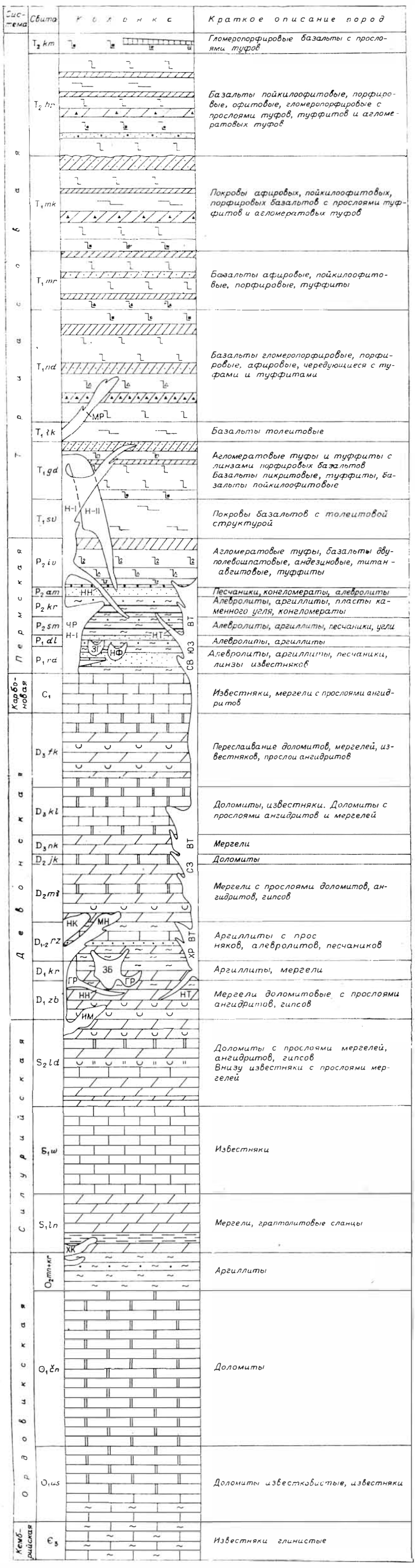



*Рис. 1.2.* Размещение дифференцированных рудоносных интрузий габбро-долеритов в стратиграфическом разрезе.

МР — Мороновская; Н-I — Норильск-I; Н-II — Норильск-II; ЧР — г. Черной; ЗГ — Зеленая Грива; НФ — Нижнефокинская; ВТ — Верхнеталнахская (ветви: ХР — Хараелахская, СЗ — Северо-западная, ЮЗ — Юго-западная, СВ — Северо-восточная); НК — Накохозская, МН — Мантуровская; ИМ — Имангдинская, ЗБ — Зубовская, ХК — Хюктинская, НТ — Нижнеталнахская, НН — Нижненорильская; ГР — Горстроевская.

Хараелахской мульдой. В пределах прогиба развиты многочисленные структуры более высокого порядка — брахисинклинали, куполовидные и валообразные поднятия и флексуры.

Дизъюнктивные нарушения представляют собой глубинные разломы, рудоконтролирующая роль которых подчеркивалась большинством исследователей; они установлены как вдоль сочленения разновозрастных блоков фундамента, так и по окраине Сибирской платформы: по западной окраине провинции проходит Енисейский меридиональный разлом, вдоль северной — Енисейско-Котуйский, частью которого является Северо-Хараелахский разлом, на востоке — Таймыро-Байкальский (Вилюйско-Котуйский) субмеридиональный разлом; южная граница проходит по Нижнетунгусскому структурному шву (Тунгусскому разлому) по зоне сочленения разновозрастных блоков фундамента.

В пределах собственно Норильского района разрывные дислокации представлены разломами глубокого заложения и приповерхностными разрывами. Последние широко развиты во всех горизонтах чехла. Амплитуда их достигает 500 м, протяженность — десятки километров. По морфологическим признакам среди них выделяют сбросы, взбросы, сбросо-сдвиги, надвиги. К разломам глубокого заложения отнесены Боганидский, Пясинский, Норильско-Хараелахский, Имангдинско-Кыстыктахский и Микчандинский. Рудоконтролирующая роль доказана лишь для Норильско-Хараелахского и Имангдинско-Кыстыктахского разломов. Следует отметить, что распознавание рудоконтролирующих глубинных разломов среди прочих разрывных нарушений затруднено, так как пока не установлены признаки, по которым тот или иной разрыв может быть опознан как отображение глубинного разлома.

Наряду с субмеридиональными в качестве магмоактивных рассматриваются также гипотетические скрытые разломы северо-западного, северо-восточного и субширотного простирания. Наиболее обоснованы разломы северо-восточного простирания, фиксируемые по изменению фаций и мощностей средне-верхнепалеозойских образований.

Тесная генетическая и временная взаимосвязь формирования мульд и внедрения никеленосных интрузий свидетельствует о том, что каждая мульда может представлять собой рудный район, а ее центриклиналь — рудный узел. Степень и характер рудоносности рудного узла определяются приуроченностью к мульдам магмоподводящих глубинных разломов и пересекающих их магмораспределяющих.

Принимая во внимание представление П. Ф. Иванкина и др. (1971), мы полагаем, что каждая тектоно-магматическая структура в макромасштабе отражает характер структуры отдельной магматической колонны или рудоносной интрузии, когда головная (фронтальная) ее часть более перспективна в отношении концентрации промышленно-рудоносных медно-никелевых руд. Также, очевидно, наиболее интересны в отношении никеленосности те интрузивы каждой тектоно-магматической структуры, которые расположены в головной, наиболее приподнятой части мульды (см. рис. 1.1).

Для каждой мульды предполагается свой центр, от которого по восстанию веерообразно расходятся лентовидной формы рудоносные хонолиты. Пока известны два таких центра, приуроченных к Норильско-Хараелахскому разлому, где расположены Норильский и Талнахский рудно-магматические узлы.

Важный поисковый фактор — наличие антиклиналей, поперечных к простиранию мульд, совпадающих с осевыми линиями разломов фундамента. Рудные узлы не располагаются равномерно вдоль зон рудоподводящих разломов, а концентрируются на участках пересечения их антиклиналями северо-западного простирания. Бортовые части этих структур часто выражены флексурами и характеризуются изменением фаций и мощностей девонских отложений. Крутые крылья поперечных структур и

являются благоприятными структурными «ловушками» для локализации никеленосных интрузивов.

При рассмотрении структур рудных узлов (Кравцов, 1973; Кравцов и др., 1971; Тарасов, 1976; и др.) большинство авторов исходят из активного внедрения никеленосных интрузий. Под воздействием внедряющейся интрузии образуются разрывные дислокации, развивается мелкая гофрированная складчатость, происходит подворот пластов осадочных пород, формируются будинаж-складки. Часть осадочных пород под действием напорного давления интрузии выдавливается в пластичном состоянии в ослабленные зоны и образует пластообразные и дайкообразные тела (Тарасов, 1966).

Пространственное размещение рудоносных интрузий контролируется в основном пликативными структурами и сопряженными с ними разрывами, при этом магмолокализующими являются борта и килевые части синклиналей, антиклинали складок играют экранирующую роль. Активную роль в формировании структуры рудных узлов играли также соскладчатые разрывы, в частности сбросо-сдвиги, флексуро-сбросы. Внедрение магматического расплава сопровождалось раздвиганием пород, раздроблением, выдавливанием, образованием дисгармоничной складчатости и разрывных дислокаций. При этом образуются основные морфоструктурные элементы интрузий, в том числе килевые выступы, трещины отрыва и мульдообразные прогибы почвы массивов, контролирующие размещение богатых (сплошных) руд.

Важным поисковым признаком, связанным с активным воздействием никеленосных интрузий и особенно флюидной фазы на вмещающие породы, детально изученные в пределах Талнахского рудного узла, является тектоническое обособление блоков пород в кровле интрузии, выделяемых в качестве «структур проседания» (Кравцов, 1973). Складчатые структуры в связи с внедрением рудоносных интрузий испытали существенные морфологические изменения, превратившись в складки облекания. Как показано В. Ф. Кравцовым (1973; Кравцов и др., 1971) рудно-интрузивный процесс, отличавшийся активным пульсирующим воздействием на вмещающую раму, привел к возникновению своеобразных гравитационных деформаций. Они проявились только в верхней части разреза в виде провальных блоков базальтов (кальдер), врезанных или непосредственно в интрузивную камеру (с соответствующим сокращением мощности последней), или, в случае более глубокого залегания интрузива, в пластичные осадочные породы. Эти структуры имеют клиновидную форму и ориентированы вдоль интрузивных ветвей. В тесной связи и синхронно с этими процессами при активной роли летучих во фронтальной зоне интрузива и в боковых ответвлениях образуются «туфовидные» брекчиевые породы, относимые к эксплозивным образованиям, генетическая связь которых с никеленосными массивами во времени и пространстве доказывается химическим составом вулканических стекол.

В Норильском районе давно установились представления о благоприятном горизонте локализации никеленосных интрузий: девон — верхняя пермь — нижний триас (низы туфолав). В стратиграфических горизонтах, лежащих выше и ниже, никеленосные интрузии не встречены (рис. 1.2). Решающее значение здесь, видимо, имеют физико-механические свойства этих отложений. Установлено при этом, что даже в пределах «благоприятного стратиграфического этажа локализации» никеленосные интрузии приурочены избирательно к свитам и горизонтам, сложенным сланцеватыми глинистыми породами (отложения курейской, разведочнинской, частично зубовской свит девона, тунгусской серии), характеризующимися анизотропией физико-механических свойств в продольном и вертикальном направлении. Придавая решающее значение физико-механическим свойствам этих отложений, мы исходим из субгоризонтального движения никеленосных расплавов, пологих залеганий промышленно-

рудоносных интрузий, а также из тектонической обстановки формирования никеленосных интрузий, где субгоризонтальные тектонические напряжения играют существенную роль.

Не менее важное значение при прогнозной оценке никеленосности имеют также особенности строения осадочных толщ. Анализ строения и состава осадочных формаций девона в пределах рудных узлов показал, что все медно-никелевые узлы приурочены исключительно к участкам, характеризующимся терригенно-карбонатным типом разреза девонских отложений, которые образуют линейно-вытянутые зоны северо-восточного простирания, отвечающие границам палеозойских прогибов и поднятий и отображающие разломы фундамента. Участки распространения терригенно-карбонатного типа разреза девонских отложений, с которыми совпадают и предтунгусские флексуры, можно считать важнейшим структурно-литологическим фактором при выделении потенциально-перспективных зон на медно-никелевое оруденение.

Глава 2

# МАГМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

## 2.1. ОСОБЕННОСТИ ЭКСПЛОЗИВНОГО МАГМАТИЗМА КАК ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Анализ эксплозивной деятельности в пермо-триасе подтвердил специфические особенности магматизма в отдельных трапповых субпровинциях и позволил в их пределах по коэффициенту эксплозивности (Ритман, 1964) и другим особенностям выделить следующие структурно-формационные зоны: Предтаймырскую, Путоранскую и Катангскую. Отметим при этом, что выделенные зоны в региональном плане не только совпадают с трапповыми субпровинциями (Виленский, 1967; Петрология и перспективы..., 1978), но и соответствуют почти одноименным геологически обоснованным структурно-формационным зонам (Голубков, Кабардин, 1970; Малич, 1975).

Предтаймырская структурно-формационная зона (Норильско-Оленекская субпровинция) характеризуется набором контрастных магматических образований (от трахибазальтовых до ультраосновных), что указывает на специфические тектонические условия, характерные во многом для внутриконтинентального рифта. В пределах этой зоны по фациальным особенностям выделены Норильско-Вологочанская, Хараелахско-Иконская, Большеавамская и Боярско-Дельканская подзоны, приуроченные к одноименным высококонтрастным мульдам.

Особенность этой зоны — максимальная мощность вулканогенной толщи (до 3700 м) с явным преобладанием лав над пирокластическими образованиями. Эксплозивный индекс в целом для зоны не превышает 15%. Наиболее низкий коэффициент эксплозивности имеют вулканогенные образования Хараелахско-Иконской (11%) и Норильско-Вологочанской (15%) структурно-фациальных подзон, где расположены Талнахский и Норильский рудно-магматические узлы, с которыми связаны промышленные сульфидные медно-никелевые месторождения. Весьма низкий коэффициент эксплозивности (14%) имеют также вулканогенные образования Боярско-Дельканской структурно-фациальной подзоны, где Г. Н. Старицыной (1973) условно выделено несколько рудных узлов, в которых развиты дифференцированные интрузии с сульфидным оруденением.

Путоранская структурно-формационная зона (Путоранская субпровинция) совпадает в основном с Сыверминской

и Путоранской впадинами и делится на Ламско-Имангдинскую, Аянскую, Хантайско-Дюпкунскую и Курейско-Севороченскую структурно-фациальные подзоны. В отличие от Предтаймырской структурно-формационной зоны в Путоранской субпровинции коэффициент эксплозивности превышает 20%, достигая на юге в Курейско-Севороченской структурно-фациальной подзоне 47%. В целом Путоранская провинция характеризуется эффузивными и эксплозивными фациями нормального базальтового ряда, лишь в пределах Ламско-Имангдинской и Аянской структурно-фациальных подзон, являющихся, вероятно, переходными к Предтаймырской зоне, в незначительном объеме встречаются пикритовые и субщелочные базальты.

Катангская структурно-формационная зона (Тунгусская субпровинция) подразделяется на Нижнетунгусскую и Виви-Тембенчинскую структурно-фациальные подзоны. Для субпровинции характерно явное преобладание эксплозивной вулканической деятельности над эффузивной с коэффициентом эксплозивности от 60 до 80%.

Положив в основу структурно-фациального районирования севера Сибирской платформы коэффициент эксплозивности, мы исходим из главенствующей роли флюидного режима магматических процессов, обусловившего специфику в проявлении эффузивного, эксплозивного и интрузивного магматизма.

Петрологическими исследованиями последних лет показана большая роль флюидов в формировании магматических горных пород, во многом определяющих их минеральный и химический состав, текстурные и структурные особенности и даже металлогеническую специализацию (Маракушев, Яковлева, 1975). Флюиды, сопровождающие магматическую деятельность, имеют мантийное происхождение (Маракушев, 1973) и сложный компонентный состав. Значительные концентрации летучих компонентов возможны лишь при очень высоких давлениях, резкое снижение давления приводит к взрывному отделению флюидов от расплавов.

Таким образом, по коэффициенту эксплозивности для разных структурно-формационных зон или фациальных подзон мы коррелируем количество газовых компонентов в магмах, что прямо или косвенно связано с металлогенической специализацией каждой зоны.

Определяя потенциально никеленосными структурно-фациальные подзоны с низким коэффициентом эксплозивности, мы исходим из предположения, что незначительная взрывная деятельность благоприятствовала сохранению устойчивого флюидного режима. Дальнейшее при этом флюидно-магматическое взаимодействие в расплавах будет способствовать дифференциации в жидком состоянии, переносу и накоплению рудных компонентов и особенно тех компонентов, флюиды которых трудно отделяются от силикатного расплава (F, B).

Исходя из вышеизложенного, при региональном районировании севера Сибирской платформы потенциально рудоносными будут следующие структурно-фациальные подзоны: Хараелахско-Иконская (11%), Боярско-Дельканская (14%), Норильско-Вологочанская (15%), Ламско-Имангдинская (21%), Хантайско-Дюпкунская (23%), Аянская (24%).

Южная часть Путоранской субпровинции (Курейско-Севороченская структурно-фациальная подзона с коэффициентом эксплозивности 47% и Катангская структурно-формационная зона с коэффициентом эксплозивности от 60 до 70%), вероятно, будет бесперспективной на обнаружение дифференцированных интрузий с богатым оруденением.

Своеобразие эксплозивной вулканической деятельности северо-запада Сибирской платформы выразилось в существовании наряду с туфовыми трубками взрыва, обычными для юга Сибирской платформы, также и длительно действующих полигенных палеовулканов центрального типа. В результате реконструкции с помощью структурно-фациального метода среди палеовулканов выделены:

1) моногенные трубки взрыва субщелочного состава;
2) туфовые вулканы и трубки взрыва базальтового состава;
3) полигенные палеовулканы длительно действующие;
4) полигенные палеовулканы с мигрирующими во времени жерлами;
5) трубки взрыва поздней фазы траппового магматизма.

Вулканические аппараты различаются между собой глубиной заложения, типом и размером постройки, разными взаимоотношениями с интрузивным магматизмом и оруденением, однако во всех палеовулканах выделяется жерловая (некковая), околожерловая, промежуточная зоны с разными автохтонными и аллохтонными фациями и фациями удаленной зоны (Петрология и перспективы..., 1978).

Анализ собранного материала показывает, что моногенные туфовые трубки взрыва ранней (субщелочной) фазы магматизма, как правило, группируются на пересечении разломов в пределах известных или предполагаемых рудно-магматических узлов. Этот факт служит косвенным указанием на несомненно парагенетическую связь субщелочного магматизма с гипербазитовым. Отсюда следует полагать, что эволюция субщелочных бедных кремнеземом магм на соответствующих глубинах, при определенном $T—P$-градиенте и благоприятном флюидном режиме способствует образованию комплементарных гипербазитовых, несколько повышенной щелочности, рудоносных магм. Это положение подтверждается чертами сходства в петрохимическом отношении субщелочных пород и рудоносных дифференцированных интрузий. Так, для обоих типов расплавов характерны соответственно повышенная щелочность и низкая кремнекислотность при относительно высоком во всех случаях потенциале калия. Все эти моменты указывают, что оба типа расплавов являются глубинными дифференциатами одних и тех же очагов. Следует заметить при этом, что во фронтальной зоне Октябрьского месторождения среди эксплозивных брекчиевых пород найдены субщелочные туфы и трахидолериты, находки которых, вероятно, следует считать одним из доказательств сказанного выше.

Близжерловые зоны полигенных палеовулканов отличаются переслаиванием крупнообломочных пирокластических образований, ксенотуфов, агглютинатов, потоков базальтов и наличием побочных жерл и шлаковых конусов, сопровождающихся реоморфическими дайками песчаников и пирокластических пород. Полигенные палеовулканы носят антидромный характер развития с наличием крайних членов глубинной дифференциации субщелочных и ультраосновных магм.

С полигенными палеовулканами юга Норильской мульды, характеризующимися миграцией жерл во времени, связано колчеданное и железорудное оруденение (Веткинский, Фокинский палеовулканы). С жерловой зоной этого типа палеовулканов связано Веткинское месторождение магнетитов, по структурно-морфологическим признакам, составу скарнов оруденению сходное с Ангаро-Илимскими месторождениями.

Анализ пространственного размещения палеовулканов в пределах локальных тектоно-магматических структур показывает, что полигенные палеовулканы, являющиеся отрицательным фактором для поисков никеленосных интрузий с богатым оруденением, представляют систему пространственно сближенных жерл, сходящихся к общему центру. Последний представляет собой гипотетический остаточный очаг (интрузивное тело), фиксирующий корневые зоны палеовулканов, которые отчетливо проявляются в виде региональных гравитационных максимумов. На примере Норильского и Талнахского рудно-магматических узлов установлено, что никеленосные интрузии распределяются по периферии гравитационных максимумов (очаговых зон), хотя корневые зоны этих интрузий и склоняются в сторону последних. Исходя из вышеизложенного, следует полагать, что для образования полидифференцированных интрузий с богатым медно-никелевым оруденением, по мнению многих исследователей,

необходим режим длительного и полого восстающего движения рудно-магматических систем от внутренних частей мульд (тектоно-магматических структур) к их бортам и смежным с ними антиклиналям.

Рудно-магматический поток в процессе движения по восстанию закономерно эволюционирует, что выражается в изменении морфологии, состава и степени рудоносности фронтальных и прикорневых зон интрузий.

Кроме того, при прогнозной оценке территории на никеленосные интрузии с богатым оруденением установлено, что эксплозивная деятельность полигенных палеовулканов связана с ранним этапом траппового вулканизма, особенностью которого является субщелочной характер магматизма и преобладание в составе флюидов хлора, обусловившего процессы скаполитизации и фельдшпатизации пород.

Таким образом, вулканологические поисково-оценочные факторы на никеленосные интрузии сводятся к следующему.

1. При региональном районировании потенциально рудоносными будут структурно-фациальные зоны с низким коэффициентом эксплозивности (Хараелахско-Иконская — 11%, Норильско-Вологочанская —15%, Боярско-Дельканская — 14% и др.). Незначительная взрывная деятельность способствует сохранению устойчивого флюидного режима, необходимого при формировании рудоносных интрузий.

2. Групповое развитие субщелочных трубок взрыва ранней фазы траппового магматизма — благоприятный признак для выявления рудоносных интрузивов. В этом смысле пространственное совпадение групп субщелочных трубок взрыва с известными рудно-магматическими узлами (Норильский, Талнахский) хорошо подтверждает правильность этого вывода.

3. Близжерловые зоны полигенных вулканоструктур (Веткинский, Фокинский, Кета-Ирбинский и другие палеовулканы) являются отрицательным фактором при прогнозной оценке территории для поисков никеленосных интрузий с богатым оруденением.

## 2.2. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭФФУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭФФУЗИВОВ КАК СУЩЕСТВЕННЫЕ ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

При рассмотрении истории формирования эффузивных траппов наиболее приемлем принцип тектоно-магматической цикличности.

Полнее всего туфолавовая толща изучена в Норильском районе, где она образована в течение пяти тектоно-магматических фаз (Петрология и перспективы..., 1978). Каждая фаза объединяет образования одной или нескольких свит, которые подразделяются на пачки базальтовых разностей или туфогенных пород. В основу выделения свит и пачек положены литолого-петрографические особенности пород. Первая и вторая тектоно-магматические фазы, сформированные в течение верхней перми, отнесены к раннему этапу магматизма; остальные принадлежат триасу и сформированы в течение третьей, четвертой и пятой фаз (поздний этап магматизма).

В течение раннего (пермского) этапа магматизма сформированы субщелочные трахибазальты с титан-авгитом (ивакинская свита), дифференциальная серия лав второй фазы (трахиандезито-базальты, слабощелочные пойкилоофитовые, толеитовые базальты сыверминской свиты — нормальные порфировые, гломеропорфировые и пикритовые базальты гудчихинской свиты). Субщелочные лавы рассматриваются как результат формирования самостоятельного расплава в начальные стадии эволюции глубинных магматических очагов, как это показано для трахибазальтов и трахидолеритов ергалахского комплекса на примере плато Хараелах (Архипова, Додин, 1963).

Совпадение в общих чертах ореола распространения субщелочных лав с площадью развития дифференциальной серии лав и, в частности, пикритовых базальтов может свидетельствовать о принадлежности тех и других образований к одним и тем же магматическим очагам, зарождение которых происходило в особых условиях, связанных с максимальным проникновением зон глубинных разломов в подкоровое вещество.

Субщелочные и субультраосновные производные раннего этапа магматизма, по всей вероятности, комплементарны друг другу (Дюжиков, 1971в). Другими словами, одна аномалия порождает другую, и с этих позиций субщелочные лавы объясняют причину появления субультраосновных пород.

Анализ пермо-триасового магматизма в пределах Норильского района позволил (Дюжиков и др., 1971) выявить ряд факторов, указывающих, что на границе гудчихинской и туклонской свит (хаканчанская свита) имел место значительный по времени перерыв, обеспечивающий накопление мощного туфогенно-осадочного горизонта с фауной и флорой. В надеждинское время произошла довольно резкая перегруппировка растительности, свидетельствующая о существенном изменении климата и знаменующая начало нового этапа в жизни органического мира в период формирования туфолавовой толщи. Вслед за перерывом происходит накопление наиболее кремнекислых лав третьей фазы траппового магматизма. Значит, не только геологические, но и магматические факторы указывают на различный характер магматизма в ранние и поздние этапы формирования лавовой толщи. Принимая во внимание, что третья фаза магматизма по химизму лав является экстремальной (рис. 2.1) по отношению к более ранним и поздним фазам, ее следует считать границей двух этапов траппового магматизма. Ранний пермо-триасовый этап, несмотря на несколько различный характер эволюции магматических очагов в отдельных тектоно-магматических структурах, отличается излиянием субщелочных лав первой фазы и формированием дифференциальной серии лав второй фазы. Следует заметить, что дифференциальная серия лав отсутствует во всех зонах и подзонах Путоранской субпровинции за исключением Ламско-Имангдинской структурно-фациальной подзоны. Дифференциация лав позднетриасового этапа проявлена значительно слабее при преобладающем антидромном (до четвертой фазы) характере магматизма для большинства выделенных структурно-формационных зон и подзон (см. рис. 2.2). Следует заметить, что, несмотря на пульсирующий характер траппового магматизма в целом, цикличность в смене антидромного характера магматизма гомодромным проявлена почти исключительно на западе развития Предтаймырской структурно-формационной зоны. На остальной территории выдерживается слабо выраженный антидромный характер эволюции магматических очагов.

При анализе петрохимических особенностей эффузивных образований рассматриваемого региона обращает на себя внимание прежде всего смена щелочного магматизма в пермское время на все более и более известковистый в середине нижнего триаса. Это выражается в уменьшении щелочности и увеличении кремнекислотности от фазы к фазе и приводит к формированию последовательных серий пород от сверхщелочной до сверхизвестковистой. Однако для каждой фазы в пределах структурно-формационных зон или трапповых субпровинций характерны свои особенности эволюции магматических очагов (Петрология и перспективы..., 1978).

Трахибазальты позднепермского вулканического цикла (первая тектоно-магматическая фаза), так же как и их интрузивные и эксплозивные аналоги, отличаются от других эффузивных траппов своей повышенной щелочностью, самым высоким содержанием титана и значительной ролью железа в составе темноцветных минералов. Расположение фигуративных точек средних составов на диаграммах указывает на принадлежность пород в основном к щелочной и сверхщелочной петрогенетическим сериям

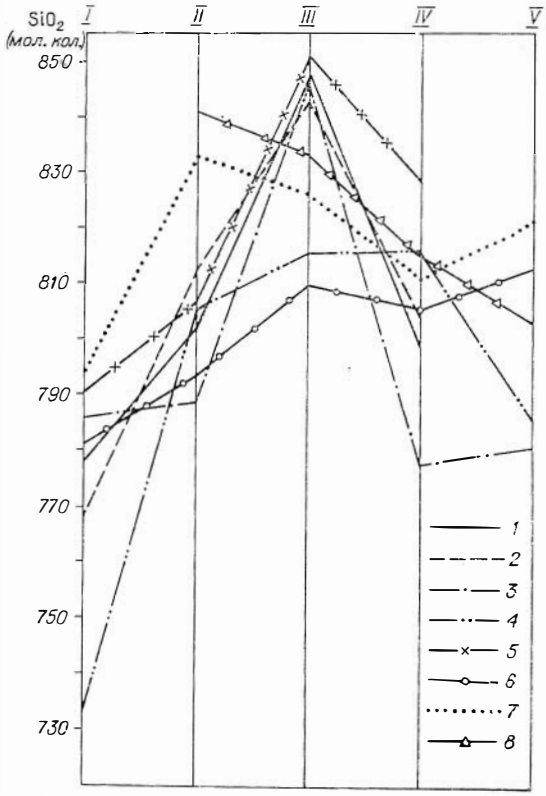



*Рис. 2.1.* Характер эффузивного магматизма для различных структурно-фациальных подзон севера Сибирской платформы.

Норильско-Вологочанская структурно-фациальная подзона: *1* — Норильский рудный узел, *2* — центр и юг Норильской мульды, *5* — Вологочанская мульда; Хараелахско-Иконская структурно-фациальная подзона: 3 — Хараелахский рудный узел, *4* — север Хараелахской мульды, *6* — Ламско-Микчандинский район; Путоранская структурно-формационная зона: *7* — Имангдинская мульда; *8* — Курейско-Сыверминская структурно-фациальная подзона. I—V — тектоно-магматические фазы.

пород. Наиболее основными производными последних являются трахибазальты северной окраины Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны, затем в порядке повышения кремнекислотности и понижения щелочности следуют трахибазальты Норильско-Вологочанской (Норильский рудный узел, юг Норильской мульды), Хараелахско-Иконской (Хараелахский рудный узел) и, наконец, Ламско-Имангдинской структурно-фациальных подзон. Второй тектоно-магматической фазе свойствен наиболее полно проявленный процесс глубинной дифференциации с последовательной антидромной природой излияния дифференцированной серии лав. Однако эта особенность присуща структурно-фациальным подзонам базальтов юго-запада Предтаймырской структурно-формационной зоны (рис. 2.2). Здесь начало цикла характеризуется излиянием наиболее кислых андезито-базальтов ивакинской свиты, отличающихся от среднего базальта повышенным содержанием щелочей, кремнезема и титана. На средних этапах тектоно-магматической фазы, представленных толеитовыми базальтами сыверминской свиты, происходит повышение основности расплава, уменьшение железистости при сохранившейся щелочности-кремнекислотности расплава. Последние импульсы фазы характеризуются излиянием преимущественно ультраосновных расплавов (пикритовых базальтов), максимально обогащенных магнием при низкой кремнекислотности и самой низкой щелочности, при несколько повышенном потенциале калия. Кроме того, наиболее широкий, по кремнекислотности, диапазон дифференциации свойствен южной окраине распространения базальтов Хараелахско-Иконской (Хараелахский рудный узел) и Норильско-Вологочонской структурно-фациальных подзон (Норильский рудный узел, Вологачанская мульда, центральная и южная части Норильского плато). Здесь эволюция базальтов Хараелахского рудного узла осуществлялась в пределах относительно щелочных петрогенетических серий (см. рис. 2.2), а базальтов Норильского рудного узла и других районов — во все более известковистых сериях. Наиболее известковистый состав расплавов у базальтов юга Норильского плато и Ламско-Микчандинского района (см. рис. 2.2).

Совершенно иная картина наблюдается при рассмотрении эволюции базальтов этой фазы (второй) в пределах северной окраины распростране-

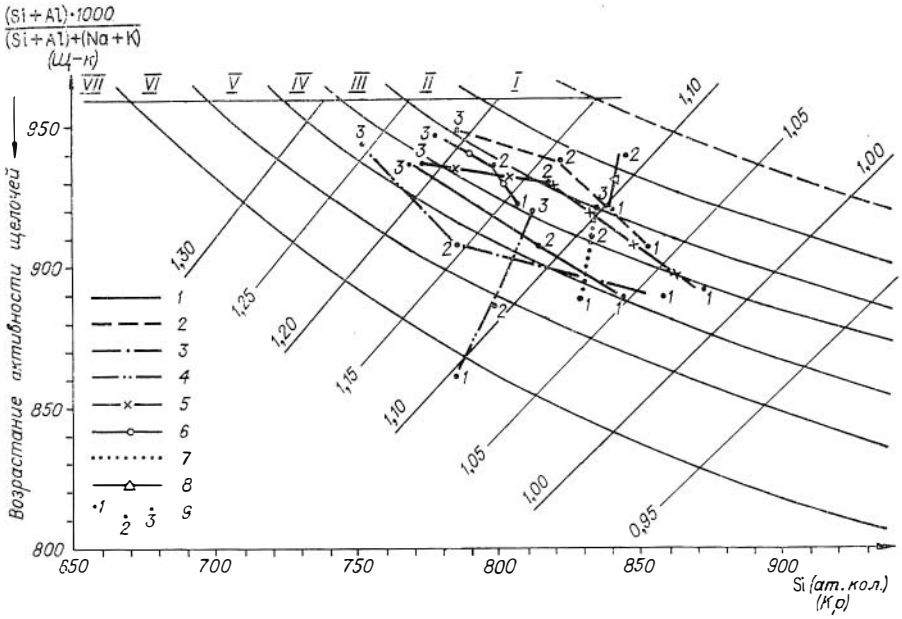



*Рис. 2.2.* Последовательность эволюции траповых расплавов второй тектоно-магматической фазы для различных структурно-фациальных подзон севера Сибирской платформы.

*1—8* — усл. обозн. те же, что и на рис. 2.1; *9* — средневзвешенные составы эффузивных траппов (1 — Ивакинская, 2 — Сыверминская, 3 — Гудчихинская свиты). I—VII — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая, V — слабощелочная, VI — щелочная, VII— сверхщелочная). 0,95—1,30 — линии равных значений степени основности пород.

ния эффузивов Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны, а также Ламско-Микчандинской и других, расположенных к югу от нее подзон Путоранской субпровинции траппов (см. рис. 2.2). Здесь при очень слабо выраженной антидромной эволюции расплавов отмечается резкое накопление в свитах снизу вверх кальция, магния и при уменьшении суммы щелочей — увеличение активности натрия.

Третья тектоно-магматическая фаза, представленная базальтами туклонской и надеждинской свит, в пределах всех структурно-фациальных зон имеет наиболее высокое содержание в породах кремнезема (см. рис. 2.1). В пределах этой фазы повсеместно отмечается гомодромный характер эволюции магматических очагов. Исключением является магматизм структурно-фациальных подзон, расположенных в Путоранской субпровинции, южнее и восточнее распространения пород Ламско-Имангдинской структурно-фациальной подзоны. Эволюция базальтов здесь отличается антидромным направлением эволюции магматических очагов. В отличие от второй тектоно-магматической фазы начальные периоды третьей фазы знаменовались почти исключительно эксплозивным магматизмом, который охватил всю территорию запада Сибирской платформы и характеризовался повсеместно формированием хаканчанской свиты, имеющей максимальный коэффициент эксплозивности. Для третьей тектоно-магматической фазы примечателен экстремальный характер ее эксплозивной деятельности, сопровождавшейся наиболее высокой кремнекислотностью продуктов эффузивного магматизма (см. рис. 2.1). Однако сравнение показывает, что в этот период наименее кремнекислыми являются лавы Ламско-Микчандинского района и северной окраины распространения Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны.

В моронговско-мокулаевское время четвертой фазы слабо выражено антидромное направление в излиянии лав по всему северу Сибирской

платформы, за исключением Вологочанской и северной части Хараелахской мульд, где глубинная дифференциация более четкая. Эффузивы пятой тектоно-магматической фазы отсутствуют в Норильско-Вологочанской структурно-фациальной подзоне, но зато широко распространены в Путоранской субпровинции и в районах развития Хараелахско-Иконской и других, к востоку от нее расположенных подзонах Предтаймырской структурно-формационной зоны (Петрология и перспективы..., 1978).

Рассматривая глубинную эволюцию трапповых расплавов во времени, следует заметить, что наиболее ярко выраженное цикличное развитие магматизма характерно для западной окраины Норильско-Оленекской субпровинции и главным образом для лав Норильско-Вологочанской и Хараелахско-Иконской структурно-фациальных подзон, где от первой до третьей фазы эволюция расплавов в целом отличается гомодромным направлением (см. рис. 2.1). Этим объясняется постепенное возрастание (от фазы к фазе) кремнекислотности расплавов, хотя в пределах второй фазы изменение состава базальтов протекает в антидромном направлении. От третьей до четвертой фазы гомодромный характер магматизма для этих районов сменился антидромным, несмотря на отсутствие в составе лавовой толщи типичных пикритов и субщелочных базальтов. Обнаруженные здесь в районе Арылаха анкарамиты, по-видимому, являются производными расплавов щелочно-ультраосновного состава. Базальты пятой фазы свойственны в этом районе только Хараелахско-Иконской фациальной подзоне, причем от четвертой к пятой фазе, в пределах окраины Хараелахской мульды, отмечается отчетливо выраженный антидромный характер магматизма, а в районе Хараелахского рудного узла — слабо выраженный гомодромный.

Отчетливо выраженная цикличность магматизма, типичная для лав Норильско-Вологочанской структурно-фациальной подзоны и района Хараелахского рудного узла (Хараелахско-Иконская структурно-фациальная подзона), постепенно затухает во всех направлениях от этого района. Так, в пределах северной окраины распространения пород Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны цикличность выражена значительно слабее при одновременном снижении кремнекислотности лав в течение второго — пятого циклов излияния. Снижение кремнекислотности базальтов в этом районе сопровождается повышением их щелочности, в связи с чем расплавы приобретают в целом ультраосновной — щелочной характер, который (если принять во внимание низкую кремнекислотность и высокую щелочность трахибазальтов первого цикла в этом районе) в значительной степени усиливается в северной части развития пород Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны. Базальты второго цикла здесь также отличаются повышенной щелочностью, хотя кремнекислотность их здесь выше, чем у базальтов, распространенных в пределах Норильского и Хараелахского рудных узлов (см. рис. 2.1). Цикличность магматизма также затухает к югу от развития лав Норильско-Вологочанской структурно-фациальной подзоны и уже значительно слабее выражена в Ламско-Имангдинской структурно-фациальной подзоне. В Путоранской субпровинции, южнее Имангдинской мульды, цикличность затухает и лавы отличаются спокойным антидромным характером эволюции магматических очагов.

Восточная окраина Предтаймырской структурно-формационной зоны (Норильско-Оленекская субпровинция), в пределах развития лав Большеавамской, Аянской и Боярско-Дельканской структурно-фациальных подзон, изучена недостаточно. Однако собранный материал (Бушканец и др., 1971) показывает, что эффузивные образования здесь отражают слабо выраженную цикличность магматизма сперва гомодромного и только в конце пермо-триасового цикла — антидромного направления. Состав пород здесь указывает на более основной и щелочной, чем на западе субпровинции, характер магматизма.

В петрохимическом отношении субщелочные лавы в целом являются производными щелочной и сверхщелочной петрогенетических серий пород, степень основности которых колеблется от 1,11 до 1,22. Основность этих пород понижается одновременно с повышением щелочности от Имангдинской мульды и далее на север, охватывая территорию Ламско-Микчандинского района, южную окраину Хараелахской мульды, Норильскую мульду, на юге и в центральной части которой породы достигают наиболее высокой щелочности. Весьма низка кремнекислотность и высока щелочность субщелочных базальтов в районах севера Хараелахской мульды. К востоку от последней в пределах так называемой Каменской провинции (Большеавамская структурно-фациальная подзона) щелочность этих пород несколько понижается при низком содержании кремнезема (Петрология и перспективы..., 1978). Лавы второй тектоно-магматической фазы являются в основном производными слабощелочной и субизвестково-натриевой серий, и лишь базальты этой фазы в пределах Путоранской субпровинции (за исключением пород Ламско-Имангдинской структурно-фациальной подзоны) представляют собой дифференциаты глубинных очагов известковистой и известково-щелочной серий (см. рис. 2.2). Кремнекислотность пород этой фазы колеблется в пределах 790—840 при щелочности-кислотности 905—925, которая возрастает в Путоранской субпровинции до 930. Повышенной щелочностью и низкой кремнекислотностью обладают базальты этой фазы в пределах Хараелахской и северного окончания Норильской мульд. При этом щелочность в породах при одновременно низкой кремнекислотности возрастает к северной окраине Хараелахской мульды. Базальты третьей тектоно-магматической фазы— это в основном наиболее кремнекислотные производные известковистой петрогенетической серии пород, в то время как породы, относимые к четвертой и пятой фазам,— более основные дериваты этих же петрогенетических серий пород (Петрология и перспективы..., 1978).

Таким образом, если рассматривать изменение химизма базальтов в Предтаймырской структурно-формационной зоне, то следует предположить, что лавы Хараелахско-Иконской структурно-фациальной подзоны, в особенности в пределах ее северных границ, представляют собою породы, переходные к ультраосновным — щелочным. Далее к востоку, в пределах развития Большеавамской, Аянской и Боярско-Дельканской структурно-фациальных подзон, объем щелочных — ультраосновных лав постепенно увеличивается, что указывает на возрастание в этом направлении глубины заложения магматических очагов. Вологочанско-Норильская структурно-фациальная подзона уже имеет более основной и известковистый характер магматических очагов. Далее к югу, в Ламско-Имангдинской структурно-фациальной подзоне, состав лав становится более известковистым при одновременном увеличении кремнекислотности расплавов. Южнее этой подзоны, в Путоранской структурно-формационной зоне, лавы отличаются не только низкой щелочностью, но и высокой кремнекислотностью (Петрология и перспективы..., 1978).

При рассмотрении петрохимических особенностей дифференцированной серии лав (вторая тектоно-магматическая фаза) в пределах собственно Норильского района нами ранее показано (Петрология и перспективы..., 1978), что средневзвешенные составы отдельных горизонтов базальтов для каждой мульды образуют обособленное поле, не перекрывающееся с фигуративными точками составов другой мульды. Это подтверждает самостоятельность в развитии магматизма данных структур. Установлено при этом, что наиболее кремнекислыми являются базальты Хантайской и Имангдинской тектоно-магматических структур (рис. 2.3), степень основности которых колеблется в пределах 1,08—1,11, а наиболее основными базальты Хараелахского рудного узла и Ламско-Микчандинской тектоно-магматической структуры (степень основности 1,15—1,18), что может свидетельствовать о потенциальной никеленосности Ламско-Микчандинско-

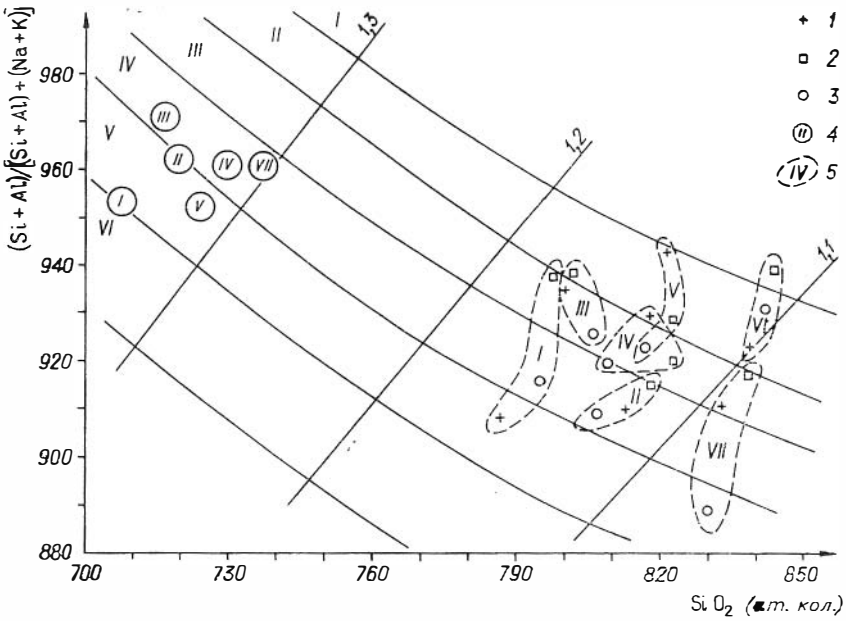



*Рис. 2.3.* Петрогенетические серии эффузивных образований.

*1* — толеитовые базальты сыверминской свиты; *2* — порфировые, плагиофировые базальты гудчихинской свиты; *3* — базальты ивакинской свиты; *4* — пикритовые базальты гудчихинской свиты; *5* — тектоно-магматические структуры (I — Хараелахский, II — Норильский рудные узлы, III — Ламско-Микчандинская, IV — Вологочанская, V — Норильская (центр и южная части), VI — Хантайская мульды, VII — Имангдинский рудный узел). I—VI — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая, V — слабощелочная, VI — щелочная). 1,10—1,30 — линии равных значений степени основности пород.

то района. Примерно одинаковую степень основности (1,12—1,14) имеют базальты Норильского рудного узла и Вологочанской мульды.

Аналогичная закономерность установлена и для пикритовых базальтов, так как наиболее основными являются пикритовые базальты Хараелахского рудного узла, а наиболее кремнекислыми —пикритовые базальты Имангдинского рудного узла (см. рис. 2.3). По степени основности средневзвешенные составы пикритовых базальтов в пределах локальных тектоно-магматических структур располагаются в следующем порядке: Ламско-Микчандинская тектоно-магматическая структура (1,37), Норильский и Хараелахский рудные узлы (1,34—1,35), север Вологочанской мульды (1,33), Имангдинский рудный узел (1,30), Иконская и Аянская тектоно-магматические структуры (1,26).

Наиболее высокой щелочностью при весьма низкой кремнекислотности обладают пикритовые порфириты, развитые в Маймеча-Котуйском районе (Васильев, Золотухин, 1975), в то время как пикритовые базальты, принимающие участие в строении Аянской структурно-фациальной зоны, отличаются одновременно повышенной щелочностью и кремнекислотностью (Бушканец и др., 1971). Эти материалы подтверждают не только парагенетическую связь траппового магматизма с ультраосновным — щелочным, но и генетическую (Виленский, 1974а, б; Васильев, Золотухин, 1975).

Таким образом, для районов развития никеленосных интрузий характерно цикличное развитие эффузивного магматизма, причем обязательным условием при этом является наличие дифференцированной серии лав раннего этапа магматизма, крайние члены которой представляют собой субщелочные и пикритовые базальты. Необходимое условие в этом случае— эволюция базальтов дифференциальной серии лав второй фазы в пределах щелочной и слабощелочной петрогенетических серий пород. Кроме того,

пикритовые базальты перспективных площадей (тектоно-вулканических структур) должны отличаться при низкой кремнекислотности относительно повышенной щелочностью (Щ-к — 950—960, С. о.— 1,34—1,35).

## 2.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И ОБЩИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Как было показано ранее (Виленский, 1974в; Виленский и др., 1975; Петрология и перспективы..., 1978), Норильско-Оленекская субпровинция, в целом по набору магматических образований отвечающая Предтаймырской структурно-формационной зоне, характеризуется специфическими петрохимическими особенностями интрузий, которые могут быть положены в основу при региональном выделении площадей поисков медно-никелевых руд.

Рассматривая в целом пространственное распределение интрузий Норильского района по петрогенетическим сериям (рис. 2.4), следует отметить, что производные известковистых (известковой и известково-щелочной) серий распространены весьма ограниченно.

Единичные недифференцированные интрузии известковой и известково-щелочной серий отмечены главным образом в пределах Имангдинской и Хараелахской мульд.

Наиболее распространены в районе недифференцированные интрузивы субизвестковисто-натриевой и слабощелочной серий, причем основные их производные представлены почти исключительно дифференцированными и слабодифференцированными интрузивами (см. рис. 2.4). Щелочная серия в районе представлена главным образом ее основными производными в виде хорошо дифференцированных интрузивов. Что касается сверхщелочной серии, то в ее пределах ложатся исключительно субщелочные недифференцированные интрузивы.

Примечателен факт распределения интрузий в выделенных нами тектоно-магматических структурах. Так, недифференцированные интрузивы Норильской мульды, степень основности которых колеблется в основном в пределах 1,14—1,19, являются глубинными дифференциатами, за редким исключением, субизвестково-натриевой и слабощелочной серий. Основные же производные этих серий в пределах этой же мульды представлены дифференцированными и слабодифференцированными интрузивами, и степень их основности колеблется от 1,20 до 1,30 и выше.

Недифференцированные интрузивы Вологочанской тектоно-магматической структуры (мульды) представлены наиболее кремнекислыми производными главным образом щелочной и слабощелочной серий. Степень основности этих интрузивов здесь колеблется от 1,05 до 1,10. Основные производные указанных серий в мульде также представлены дифференцированными и слабодифференцированными интрузивами, которые на сопровождаемой диаграмме (см. рис. 2.4) располагаются в поле распространения дифференцированных интрузивов Норильской мульды.

Недифференцированные интрузивы Хараелахской мульды по степени основности занимают промежуточное положение между степенью основности интрузивов Норильской и Вологочанской мульд. Они являются производными известково-щелочной — слабощелочной серий, и степень основности их колеблется в пределах 1,10—1,14. Дифференцированные интрузии, расположенные в этой мульде, являются производными в основном щелочной серии, и степень основности их составляет 1,15—1,27.

Особое положение занимают интрузивы Имангдинской мульды. Здесь недифференцированные интрузивы являются производными, с одной стороны, известковистой серии, а с другой — щелочной, причем степень ос-

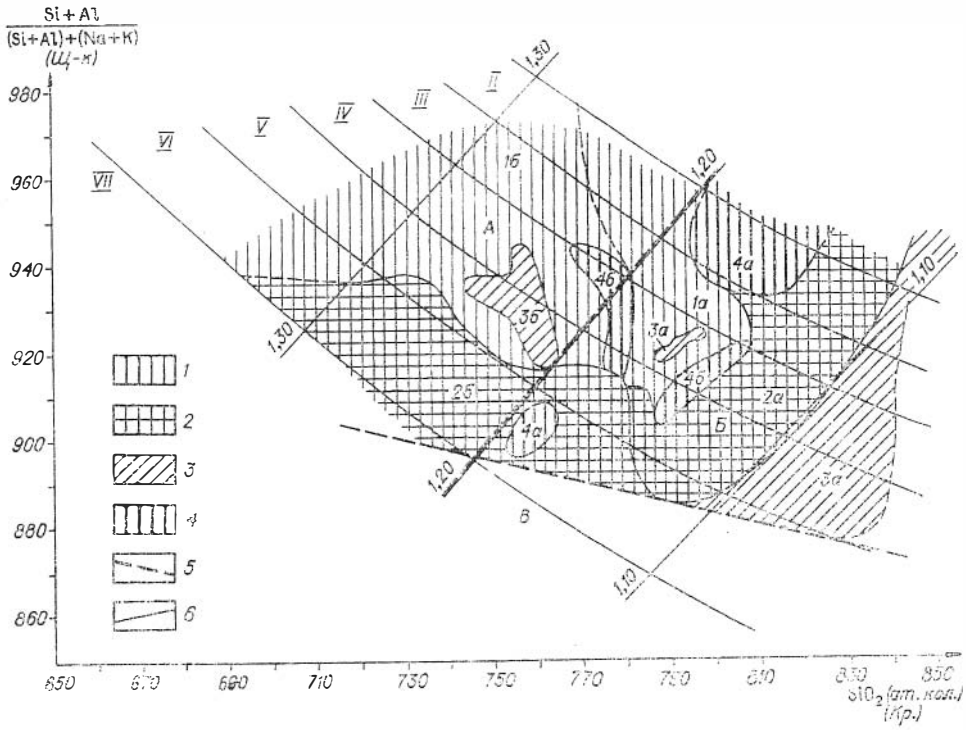



*Рис. 2.4.* Схема расположения петрогенетических серий интрузивов в пределах тектоно-магматических структур (мульд) Норильского района.

*1—4* — поля распространения интрузивов: *1* — Норильской, *2* — Хараелахской, *3* — Вологочанской, *4* — Имангдинской тектоно-магматических структур (*а* — недифференцированных, *б* — дифференцированных и слабодифференцированных интрузивов); *5* — условные границы расположения интрузивов гипербазитовой (*А*), базитовой (*Б*), субщелочной (*В*) субформаций; *6* — условные границы между полями распространения дифференцированных и недифференцированных интрузий. I—VII — петрогенетические серии интрузий (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая; V — слабощелочная, VI — щелочная, VII — сверхщелочная). 1,10—1,30 — линии равных значений степени основности пород.

новности в первом случае составляет 1,13—1,18, а в другом — 1,16—1,19 (см. рис. 2.4). Дифференцированные и слабодифференцированные интрузии этой структуры располагаются в поле распространения недифференцированных интрузий Норильской мульды. Эти интрузивы представляют собой производные субизвестково-натриевой и слабощелочной серий. Степень основности их составляет 1,14—1,16 и 1,18—1,19. Исключение — Имангдинская и Мантуровская интрузии, степень основности которых составляет соответственно 1,25 и 1,23.

Субщелочные интрузивы являются производными сверхщелочной серии. Пространственной закономерности распределения в противоположность другим интрузиям района не отмечено. Последнее может служить косвенным указанием, что внедрение субщелочных интрузивов происходило до формирования отмеченных выше структур Норильского района. Степень основности этих интрузивов колеблется от 1,10 до 1,19, достигая в редких случаях 1,23. Последние на юге Норильской мульды являются, очевидно, дифференциатами щелочно-ультраосновной магмы.

Таким образом, собранный материал показывает (см. рис. 2.4), что химизм и схема дифференциации глубинных очагов разбираемых тектоно-магматических структур Норильского района различны. Так, наиболее основной известково-щелочной характер дифференциации свойствен Норильской мульде, причем дифференцированные и слабодифференцирован-

ные интрузивы являются наиболее основными и глубинными, богатыми калием дериватами магматических очагов. Наоборот, производными менее глубинных очагов являются недифференцированные более кремнекислые интрузивы. Несколько иная схема дифференциации глубинных очагов Хараелахской мульды. Здесь основной и щелочной характер отмечается для дифференцированных интрузивов, в то время как недифференцированные интрузивы обладают повышенной щелочностью при относительно высокой кремнекислотности. Дифференцированные интрузивы Вологочанской мульды имеют также высокую основность и умеренную щелочность, а недифференцированные интрузивы отличаются высокой кремнекислотностью и щелочностью. Как показывает сравнение, в пределах всех тектоно-магматических структур, за исключением Имангдинской, отмечаются четкие схемы глубинной дифференциации, где составы дифференцированных и недифференцированных интрузивов дополняют друг друга в процессе зонной плавки мантии при различной глубине заложения магматических очагов. При анализе химизма интрузивов Имангдинской мульды намечается несколько иная схема глубинной дифференциации магматических очагов. Если в остальных мульдах дифференцированные и недифференцированные интрузивы образуют крайние члены глубинной дифференциации, то в пределах Имангдинской мульды дифференцированные интрузивы занимают строго промежуточное положение. Дифференцированные интрузивы здесь имеют известково-щелочной характер и являются дифференциатами известково-щелочных серий, в то время как недифференцированные интрузивы являются дифференциатами щелочной и сугубо известковистой серий. Объяснить это явление возможно лишь различной глубиной заложения магматических очагов. В этом случае, очевидно, относительно глубинными будут интрузивы щелочной серии, затем по глубине заложения магматических очагов следуют дифференцированные интрузии и, наконец, наименее глубинные — недифференцированные интрузивы известковистой серии (см. рис. 2.4). Исключение составляют Имангдинская и Мантуровская интрузии — в пределах Имангдинской мульды единственные представители слаборудоносных интрузий гипербазитовой субформации траппов.

Рассмотрение средних составов трапповых интрузивов в пределах тектоно-магматических структур (мульд) Норильского района показывает (см. рис. 2.4, табл. 2.1), что наиболее высокой степенью основности (1,20) отличаются интрузивы Норильской мульды, для которых характерно и сравнительно наиболее высокое отношение калия к сумме щелочей. Низкой степенью основности обладают интрузивы Имангдинской мульды, а промежуточное положение занимают интрузии Вологочанской (1,19) и Хараелахской (1,18) мульд.

Наиболее высокой кремнекислотностью отличаются в среднем интрузивы Имангдинской мульды, а самой низкой — Норильской и Хараелахской (см. рис. 2,4, табл. 2.1). Самой высокой щелочностью отличаются интрузивы Хараелахской мульды при одновременно низкой кремнекислотности. Интрузивы Вологочанской и Норильской мульд характеризуются самой низкой щелочностью при низкой кремнекислотности. Наиболее высокое отношение калия к сумме щелочей отмечается в среднем для интрузивов Хараелахской, а затем Норильской мульд и самое низкое для интрузивов Имангдинской мульды.

Сравнение петрохимических и физико-химических параметров дифференцированных и недифференцированных интрузивов (см. табл. 2.1) показывает, что самая низкая степень основности у недифференцированных интрузивов Хараелахской мульды, зато весьма высокая у дифференцированных. Наиболее высокой степенью основности отличаются дифференцированные интрузивы Норильской и Вологочанской мульд, весьма низкой — Имангдинской. Щелочность-кислотность у дифференцирован-

Таблица 2.1

**Петрохимические и физико-химические параметры траповых интрузивов в пределах тектоно-магматических структур (мульд) Норильского района**

| Мульда | Щелочность-кислотность | | | Кремнекислотность | | | Степень основности | | | $\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\times 100$ | | | Магнезиальность | | | Степень глубинной дифференциации |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | недифференцированные интрузивы | дифференцированные интрузивы | среднее по мульде | недифференцированные интрузивы | дифференцированные интрузивы | среднее по мульде | недифференцированные интрузивы | дифференцированные интрузивы | среднее по мульде | недифференцированные интрузивы | дифференцированные интрузивы | среднее по мульде | недифференцированные интрузивы | дифференцированные интрузивы | среднее по мульде | |
| Норильская | 923 | 938 | 931 | 793 | 761 | 777 | 1,17 | 1,23 | 1,20 | 16 | 21 | 19 | 49 | 61 | 55 | 1,04 |
| Вологочанская . . . . | 925 | 932 | 928 | 797 | 755 | 781 | 1,16 | 1,23 | 1,19 | 18 | 19 | 18 | 48 | 65 | 54 | 1,05 |
| Хараелахская . . . . | 945 | 921 | 919 | 807 | 757 | 779 | 1,13 | 1,22 | 1,18 | 23 | 20 | 21 | 63 | 59 | 61 | 1,06 |
| Имангдинская . . . . | 922 | 921 | 921 | 793 | 787 | 790 | 1,16 | 1,17 | 1,17 | 18 | 19 | 16 | 56 | 56 | 56 | 1,0 |

ных интрузивов и Имангдинской мульды одинакова, однако кремнекислотность у первых весьма низкая.

Примечательным фактом, могущим отражать степень глубинной дифференциации, является то, что во всех случаях степень основности у дифференцированных интрузивов всегда выше, чем у недифференцированных, а щелочность, наоборот, выше у недифференцированных интрузий. Отсюда, очевидно, отношение кремнекислотности недифференцированных интрузивов к кремнекислотности дифференцированных может служить показателем степени глубинной дифференциации магматических очагов отдельно взятой тектоно-магматической структуры. Используя этот показатель, представляется возможным считать, что наиболее высока степень (1,07) глубинной дифференциации расплавов в магматических очагах Хараелахской мульды, а затем Вологочанской и Норильской (1,05—1,04). Наиболее низкой степенью (1,0) глубинной дифференциации отличаются магматические очаги Имангдинской мульды, где кремнекислотность недифференцированных интрузивов мало отличается от дифференцированных. Эта закономерность подтверждается отношением калия к сумме щелочей. Наиболее высокое значение характерно для интрузивов Хараелахской, а затем Норильской и Вологочанской мульд. Самый низкий этот параметр свойствен интрузивам Имангдинской мульды (см. табл. 2.1).

По степени возрастающей основности и глубине заложения магматических очагов тектоно-магматические структуры (мульды) Норильского района можно расположить в такой последовательности: Имангдинская, Вологочанская, Норильская, Хараелахская.

Неоднократно нами отмечалось (Виленский, 1967, 1970, 1974а, б), что прямой зависимости между кремнекислотностью, щелочностью и магнезиальностью нет. Нет также связи между степенью рудоносности и магнезиальностью пород. Повышение магнезиальности происходит при повышении щелочности с одновременным снижением кремнекислотности до определенного уровня, а затем при прочих равных условиях повышение щелочности

создает условия снижения магнезиальности даже при низкой кремнекислотности (Виленский, 1967, 1970). Большую роль в этом случае играет флюидный режим в условиях различного сродства металлов к сере и кислороду. Поэтому всякое рассуждение о прямой связи магнезиальности пород с никеленосностью следует считать несостоятельным.

Все относительное многообразие интрузивных траппов района, контролируемое щелочностью-кислотностью и кремнекислотностью, укладывается в семь петрогенетических серий. Каждая серия обладает набором интрузий, формировавшихся в определенных пределах щелочности-кислотности и кремнекислотности расплавов магматических очагов. Кроме того, каждой серии свойствен разорванный во времени пульсирующий характер магматической деятельности. Естественно, что серия отражает эволюцию глубинных магматических очагов, из которых в определенных тектонических условиях происходило последовательное внедрение интрузий с постепенным изменением состава расплавов.

Как известно, многие исследователи поддерживают гипотезу о существовании по крайней мере двух типов родоначальных магм: с одной стороны — толеитовой, а с другой — оливиновой щелочно-базальтовой, при дифференциации которых образовались различные серии пород (Йодер, Тилли, 1965). Однако не резкое, а постепенное изменение химизма траповых интрузий от сильно известковистых к щелочным, от близких по составу к дифференциатам магмы — к щелочным оливиновым базальтам указывает скорее на отсутствие магм особых толеитовых и оливиновых щелочных базальтов. Подтверждением этих положений служат нормативные составы, вычисленные для каждой серии (Виленский, 1967). Из приведенных расчетов видно,что от серии к серии постепенно убывает, а в субизвестковисто-натриевой серии исчезает нормативный кварц вместе со снижением кремнекислотности расплавов. Нормативный оливин, в свою очередь, появляется только в субизвестковисто-натриевой серии, и далее, наряду с оливином, появляется и нормативный нефелин, совершенно отсутствует кварц и даже гиперстен, зато резко увеличивается содержание богатого кальцием моноклинного пироксена — диопсида (Виленский, 1967). Все отмеченные закономерности односторонне освещают петрохимические особенности траповых интрузий и, кроме того, не вскрывают причин, их обусловивших. Общее содержание щелочей и кремнезема не является определяющими параметрами физико-химических условий кристаллизации интрузивов. Увеличение щелочности может протекать как при понижении кремнекислотности, так и при ее увеличении. Вообще концентрация тех или иных компонентов в расплаве и далее в интрузиях зависит от многих физико-химических параметров, к которым кроме целого ряда других следует отнести щелочность-кислотность и кремнекислотность магматических расплавов как в момент их зарождения, так и в процессе формирования тех или иных интрузивных тел. Кроме того, немаловажную роль при этом играет поведение таких подвижных компонентов, как калий и натрий, а также в целом флюидный режим в пределах того или иного участка мантии Земли.

Для того, чтобы представить себе образование различных по рудной специализации магм и в том числе рудоносных, следует рассмотреть петрохимические и некоторые геохимические особенности траппов различных регионов запада Сибирской платформы.

По петрологическим и петрохимическим особенностям интрузивных траппов запада Сибирской платформы выделены Норильско-Оленекская, Путоранская, Тунгусская, Ангаро-Катангская и Ангаро-Вилюйская траповые субпровинции (Виленский, 1967, 1974в). Для разбора связи траппового магматизма с оруденением интерес представляют интрузивы Норильско-Оленекской, Путоранской и Ангаро-Вилюйской субпровинций.

Норильско-Оленекская субпровинция, главным образом западная ее окраина, отличается развитием интрузий высокой основности и несколько

Сопоставление средних содержаний петрогенных

| Номер анализа | Геологические подразделения | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | CaO |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Средний состав траппов Сибирской платформы, 176 ан. (Кутолин, 1969) | 48,43 | 1,48 | 15,35 | 3,59 | 9,39 | 6,13 | 0,19 | 10,69 |
| 2 | Средний состав эффузивных траппов Норильского района, 401 ан. (Дюжиков, 1971б) | 48,41 | 1,30 | 15,13 | 4,23 | 8,24 | 7,04 | 0,19 | 10,68 |
| 3 | Базальты плато Путорана, 92 ан. (Виленский, 1967) | 48,90 | 1,30 | 15,80 | 5,40 | 7,80 | 7,20 | 0,20 | 10,90 |
| 4 | Средний состав интрузивных траппов Норильского плато (Архипова, 1975) | 45,64 | 1,15 | 15,06 | 2,91 | 10,58 | 7,81 | — | 10,24 |
| 5 | Недифференцированные интрузии Норильского района, 59 ан. | 47,11 | 2,02 | 14,14 | 4,19 | 10,22 | 6,44 | 0,22 | 10,22 |
| 6 | Дифференцированные интрузии Норильского района, 501 ан. | 45,66 | 1,01 | 14,57 | 3,17 | 9,25 | 10,34 | 0,20 | 10,05 |
| 7 | Недифференцированные интрузии запада Сибирской платформы, 118 ан. | 48,40 | 1,30 | 15,80 | 4,80 | 10,10 | 7,14 | 0,20 | 10,90 |
| 8 | Дифференцированные интрузии запада Сибирской платформы, 197 ан. | 48,05 | 1,61 | 14,23 | 3,03 | 10,43 | 7,76 | 0,20 | 10,17 |
| 9 | Интрузивные траппы юго-восточной части Сибирской платформы, 66 ан. (Виленский, 1967; Гоньшакова, 1961) | 46,92 | 1,80 | 15,60 | 6,88 | 5,88 | 7,56 | 0,17 | 10,97 |
| 10 | Интрузивные траппы Ангаро-Илимского района, 6 ан. (Виленский, 1967; Гоньшакова, 1961) | 46,45 | 1,26 | 15,14 | 8,18 | 5,61 | 7,66 | 0,14 | 11,26 |
| 11 | Интрузивные траппы центральной и южной частей Сибирской платформы, 13 ан. (Виленский, 1967) | 49,40 | 1,80 | 14,80 | 3,90 | 10,70 | 5,60 | 0,20 | 10,60 |

повышенной щелочности. Эти интрузии характеризуются также низким отношением окисного железа к закисному и повышенным — калия к сумме щелочей (табл. 2.2, ан. 4—6). Весьма важным обстоятельством является то, что интрузивные траппы Норильского района при низкой кремнекислотности обладают необычно повышенным содержанием железа (табл. 2.2, ан. 4), в то время как дифференцированные интрузии при той же основности высокомагнезиальны (табл. 2.2, ан. 6). К последним приурочены медно-никелевые месторождения и рудопроявления.

Путоранская субпровинция траппов расположена к югу от Норильско-Оленекской, в пределах запада Сибирской платформы, и отличается развитием интрузивов повышенной кремнекислотности и щелочности (табл. 2.2, ан. 7,8), с которыми связаны слабое медно-никелевое оруденение и мелкие магнетитовые рудопроявления, сопровождаемые известковыми скарнами, содержащими скаполит.

Ангаро-Билюйская субпровинция траппов характеризуется, в свою очередь, развитием недифференцированных интрузий пониженной железистости при одновременно повышенной основности и щелочности, а также при очень высоком отношении в породах окисного железа к закисному (см. табл. 2.2, ан. 9, 10).

Разработанные за последние годы теоретические основы флюидного режима Земли (Перчук, 1973; Маракушев, Перчук, 1974) позволяют по-

Таблица 2.2

компонентов в траппах Сибирской платформы

| $Na_2O$ | $K_2O$ | $\frac{(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ | $\frac{K_2O\cdot 100}{Na_2O+K_2O}$ | Щелочность-кислотность | Кремнекислотность | Степень основности | $\frac{Fe_2O_3\cdot 100}{FeO}$ | Летучие в составе минерала |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2,18 | 0,73 | 50 | 17 | 929 | 806 | 1,15 | 17,5 | — |
| 1,81 | 0,68 | 44,6 | 19,4 | 938 | 806 | 1,16 | 22,8 | — |
| 2,0 | 0,40 | 44.4 | 11,1 | 939 | 814 | 1,15 | 31,2 | — |
| 1,99 | 0,81 | 46,1 | 22,0 | 928 | 760 | 1,22 | 12,2 | — |
| 2,10 | 0,85 | 51,4 | 20,9 | 925 | 784 | 1,18 | 18,3 | Фтор |
| 1,72 | 0,72 | 36,7 | 20,6 | 939 | 760 | 1,23 | 15,5 | Фтор, бор |
| 2,30 | 0,80 | 49,1 | 19,6 | 924 | 806 | 1,15 | 21,3 | Хлор |
| 2,36 | 0,72 | 46,0 | 15,5 | 923 | 800 | 1,15 | 13,1 | Хлор |
| 1,70 | 1,75 | 40,1 | 41 | 922 | 781 | 1,18 | 52,4 | Хлор |
| 1,53 | 2,03 | 40,4 | 45,6 | 923 | 774 | 1,19 | 65,4 | Хлор |
| 2,10 | 0,80 | 55,4 | 21,9 | 931 | 823 | 1,13 | 16,1 | — |

дойти к пониманию многих процессов, связанных с вопросами образования генетически различных по петрохимическим особенностям и рудоносности трапповых расплавов. В частности, в ряде опубликованных работ отмечалась немаловажная роль фтора и бора при образовании никеленосных трапповых интрузий (Виленский и др., 1975; Золотухин, 1974) и хлора в процессе формирования железорудных месторождений типа Ангаро-Илимских (Виленский, 1967; Вахрушев, Воронцов, 1976). Так, в связи с никеленосными интрузиями Норильского района в составе околорудных изменений присутствуют фтор-апатит, фторсодержащий биотит, где содержание фтора достигает 1% (Золотухин и др., 1975), и фторсодержащий везувиан. В последнем обнаружены (Виленский и др., 1964) не только фтор (1%), но и бор (0,58—1,0%). Траппы запада Сибирской платформы (Путоранская субпровинция) в ряде случаев скаполитизированы, причем скаполит в этих случаях всегда хлорсодержащий (Виленский и др., 1964). На юго-востоке Сибирской платформы (Ангаро-Вилюйская субпровинция) хлорсодержащий скаполит и галит являются породообразующими минералами железорудных скарнов, приуроченных к трубкам взрыва (Вахрушев, Воронцов, 1976).

На основании этих данных, хотя и немногочисленных, представляется интересным рассмотреть петрохимические особенности траппов и связанную с ними рудоносность при участии в составе флюидов, с одной сто-

роны, фтора, а с другой — хлора. Сравнение петрохимических особенностей траппов разных регионов показывает (см. табл. 2.2), что интрузивные траппы Норильского района отличаются низкой кремнекислотностью и необычно повышенным содержанием железа (см. табл. 2.1, ан. 4) при низком отношении окисного железа к закисному, в то время как дифференцированные рудоносные интрузии при той же кремнекислотности высокомагнезиальны (см. табл. 2.2, ан. 6). Недифференцированные интрузии (см. табл. 2.2, ан. 5), в свою очередь, по сравнению со средним составом траппов Сибирской платформы (см. табл. 2.2, ан. 1) также характеризуются пониженной кремнекислотностью и высоким содержанием железа. Кроме того, сопоставление составов (см. табл. 2.2, ан. 4 —6) показывает, что содержание магния в дифференцированных интрузиях по сравнению с недифференцированными возрастает, однако при неизменно высоком в обоих случаях содержании железа. Отсюда следует полагать, что высокая магнезиальность является следствием, а не причиной образования никеленосных интрузий.

Анализ физико-химических условий образования медно-никелевых месторождений показывает (Виленский, 1974а, б; Виленский и др., 1975), что они, несомненно, формировались в восстановительных условиях при большой роли летучих, в составе которых кроме $H_2O$ присутствовали фтор, бор и щелочи. Магнезиальность расплава, как мы неоднократно указывали (Виленский, 1967, 1974а), не играла при этом ведущей роли. До сих пор было неясным, почему, несмотря на явно повышенную щелочность расплава при низкой кремнекислотности, магнезиальность рудоносных пород в пределах медно-никелевых месторождений высокая. Даже при наличии серы высокомагнезиальные расплавы, на наш взгляд, не будут способствовать образованию сульфидов вообще, а незначительное количество железа пойдет на построение силикатов магния и железа. Поэтому, учитывая фторофильность магния (Маракушев, 1975) даже в случае первоначально высокомагнезиального расплава, последний, несомненно, приобретает более высокую железистость и щелочность при одновременно повышенном отношении калия к сумме щелочей.

Дальнейшая эволюция расплава при наличии серы приведет в процессе образования сульфидов железа и других металлов к возрастанию магнезиальности пород.

Доказательством наших теоретических построений служат петрохимические особенности пород Норильского района (см. табл. 2.2). Сравнение составов траппов разных регионов показывает, что интрузивные траппы Норильского района при низкой кремнекислотности обладают необычно повышенной железистостью (см. табл. 2.2, ан. 4), в то время как дифференцированные интрузии при той же основности высокомагнезиальны (см. табл. 2.2, ан. 6). В количественном отношении содержание железа в породах выше по сравнению со средним составом траппов Сибирской платформы (см. табл. 2.2, ан. 1). Отсюда и следует полагать, что вслед за формированием сульфидного расплава силикатная составляющая его превращалась в высокомагнезиальный расплав, идущий совместно с сульфидами на формирование рудоносных дифференцированных интрузий (см. табл. 2.2, ан. 6), а остаточный расплав, естественно, отличается весьма высокой железистостью и повышенной щелочностью, которые присущи недифференцированным интрузиям Норильского района (см. табл. 2.2, ан. 5). Способствовали подобной эволюции расплава флюиды, в составе которых большую роль играли фтор и сера. Высокое сродство магния к фтору способствовало извлечению его из расплава и, кроме того, как было показано выше, фтор способствовал увеличению щелочности расплава и возрастанию калия к сумме щелочей (Маракушев, 1975). Мантийное происхождение никеленосных месторождений сейчас не вызывает сомнений (Золотухин и др., 1975; Дистлер, 1977) и доказывается экспериментальными исследованиями (Haughton e. a., 1974), поэтому необходимость

транспортировки расплава в верхние этажи платформы для образования сульфидной серы из сульфатной отпадает.

Расплавы западной части Сибирской платформы (Путоранская субпровинция) отличаются при той же железистости повышенной щелочностью и кремнекислотностью как дифференцированных, так и недифференцированных интрузий (см. табл. 2.2, ан. 7, 8). Кроме того, если степень глубинной дифференциации (отношение кремнекислотности недифференцированных к кремнекислотности дифференцированных) для интрузий Норильского района составляет 1,03, то для западной части Путоранской субпровинции — 1,0. Поэтому кремнекислотность в среднем дифференцированных и недифференцированных интрузий здесь почти совершенно одинакова. Повышенное содержание магния в интрузиях запада Сибирской платформы (см. табл. 2.2, ан. 7, 8) против среднего содержания его в траппах Сибирской платформы (см. табл. 2.2, ан. 1) указывает на преобладание здесь во флюидах хлора, обладающего феррофильными свойствами (Маракушев, 1975) и способствующего, очевидно, извлечению из расплава железа и созданию тем самым условий повышенного содержания в нем магния. Повышенное содержание магния в дифференцированных интрузиях этого района, наряду с низким содержанием серы в расплаве, обусловило отсутствие в пределах Путоранской субпровинции заслуживающих внимания никеленосных интрузий. Предложенная нами упрощенная схема эволюции расплавов в мантийных условиях требует уточнения, но несомненен факт повышенной в среднем железистости пород Норильского района при одновременно низкой кремнекислотности и, далее, вследствие глубинной эволюции расплавов образование двух типов контрастных по составу магм: с одной стороны, высокомагнезиальных рудоносных (см. табл. 2.2, ан. 6), а с другой — относительно кремнекислых и менее основных. Последние формировались в условиях повышенного потенциала кислорода, что способствовало возрастанию щелочности пород и повышению содержания в породах железа в окисной форме (см. табл. 2.2, ан. 5). Следует заметить, что эволюция расплава вначале осуществлялась, очевидно, при низкой относительной разности химических потенциалов ионов серы и кислорода и в это время исключались всякие метасоматические процессы, а сосуществовали в равновесии сульфидный и силикатный расплавы, в результате на первом этапе образуются вкрапленные, но отнюдь не ликвационного генезиса руды. Возрастание затем химического потенциала серы и фтора во флюидах способствовало уже образованию сперва в магматическую, а затем в послемагматическую стадию метасоматических богатых сульфидных руд. Этот процесс осуществлялся, очевидно, при активном воздействии на расплав фтора, вызвавшего увеличение железистости расплава, способствующей возрастанию растворимости серы в расплаве и далее образованию сульфидов.

Таким образом, как сульфиды, так и различные по химизму расплавы обязаны своим образованием не только составу мантийных выплавок, но и флюидному режиму в процессе образования пород и медно-никелевых руд.

Несколько иной флюидный режим отмечается при формировании железорудных месторождений и, в первую очередь, юго-востока Сибирской платформы (Ангаро-Вилюйская провинция). Примечательным и теперь, возможно, объяснимым фактом является распространение в районе железорудных месторождений интрузивных траппов, наоборот, пониженной железистости и одновременно повышенной основности и щелочности при высоком отношении окисного железа к закисному (см. табл. 2.2, ан. 9, 10). Породы в этом районе характеризуются так же, как и в Норильском, но имеют еще более высокое отношение калия к натрию.

При рассмотрении особенностей образования в этом районе пород и руд давно обращалось внимание на участие хлора в образовании железорудных месторождений (Павлов, 1961; Гоньшакова, 1961; Виленский,

1967), при этом отдавалось предпочтение гипотезе мобилизации магмой хлора из вмещающих пород, а железа из траппов. Если в какой-то мере это положение применимо для образования железорудных проявлений контактово-метасоматического генезиса, то для формирования железорудных месторождений ангаро-илимского типа этот тезис неприменим (Вахрушев, Воронцов, 1976). Нами в свое время обращалось внимание (Виленский, 1967, Виленский 1974в) на связь подобных месторождений с магмами одновременно повышенной щелочности и основности при высоком отношении калия к натрию.

В настоящее время после длительного изучения подобного типа месторождений (Вахрушев, Воронцов, 1976) выявилась, несомненно, связь оруденения с верхней мантией как источником сквозьмагматических рудоносных растворов. Роль хлора при этом, как составной части мантийного происхождения флюидов, доказывается существованием скаполита среди минералов скарнов железорудных месторождений, а также галита, содержание которого в рудах и скарнах достигает 20% (Вахрушев, Воронцов, 1976). Следует отметить, что галит здесь содержит также калий (в среднем 0,01%).

Анализ петрохимических особенностей пород, вмещающих железорудные месторождения, показывает несомненную пространственную приуроченность интрузивных траппов пониженной железистости к районам распространения железорудных месторождений, связанных с трубками взрыва. Поэтому, принимая во внимание феррофильность хлора и его легкую отделяемость в противоположность фтору от расплава, вполне вероятно представление о том, что железо, экстрагированное из расплава хлором, в составе флюидов, сопровождавших сквозьмагматические растворы, переносилось в верхние горизонты Земли, где одновременно со скарнообразованием осуществлялось рудоотложение. Поэтому естественно полагать, что при этих процессах расплав, ранее железистый, приобретает более высокую магнезиальность при пониженной кремнекислотности (см. табл. 2.2, ан. 9, 10), а остаточный расплав в прилегающих к месторождениям районах будет способствовать образованию уже более кремнекислых с нормальной для траппов железистостью пород (см. табл. 2.2, ан. 11).

Таким образом, на этих примерах показана роль состава флюидов при образовании не только руд, но и различно специализированных в петрохимическом отношении расплавов. Немаловажна роль окислительно-восстановительных реакций при эволюции расплавов. Так, например, восстановительная обстановка при постепенном возрастании процессов окисления способствует образованию медно-никелевых месторождений, зато железорудные месторождения также мантийного происхождения формируются при высоком окислительном потенциале (см. табл. 2.2, ан. 9, 10), который к концу процесса несколько понижается при возрастании железистости пород (см. табл. 2.2, ан. 11), что характерно вообще для преобладающих типов траппов запада Сибирской платформы.

Несмотря на многолетнее изучение эффузивных траппов (Дюжиков, 1971б), флюидный режим их формирования не изучен. Поэтому пока не ясна взаимосвязь интрузивного и эффузивного магматизма в районах развития различных по петрохимическим особенностям интрузивных траппов. Полученные предварительные материалы показывают, что лавы Норильского района по петрохимическим особенностям не отличаются существенно от лав плато Путорана (см. табл. 2.2, ан. 2, 3), в то время как развитые в этих районах интрузивы формировались при различном составе флюидов.

В заключение следует заметить, что образование различных по петрохимическим особенностям пород или разных по составу руд нельзя отождествлять с процессами типичной ликвации, когда гомогенный расплав при падении температуры расслаивается на две несмешивающиеся жидкости.

Здесь, очевидно, имеет место образование разных по составу расплавов и руд, контролируемых составом флюидов и их режимом. Вызываются эти процессы различным сродством в $T$ — $P$-условиях металлов и металлоидов к тем или иным летучим компонентам флюидов, сопровождавших процессы кристаллизации расплавов и рудообразование (Маракушев, 1975).

Анализ изложенного материала позволяет полагать, что в пределах запада Сибирской платформы преобладают в основном траппы, больше отвечающие по химизму толеитовым базальтам (см. табл. 2.2, ан. 2, 3, 7, 11). Однако в пределах выделенных регионов или трапповых субпровинций за счет различных $T$—$P$-условий и неодинакового флюидного режима, а также состава летучих формировались расплавы, по петрохимическим особенностям и рудной специализации отличные от расплавов обычных толеитовых базальтов. В этом отношении заслуживают внимания расплавы, за счет которых образовались дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района (см. табл. 2.2, ан. 4—6), дифференцированные интрузии Путоранской субпровинции (запад Сибирской платформы; см. табл. 2.2, ан. 7, 8) и, наконец, недифференцированные интрузии Ангаро-Вилюйской субпровинции, которые способствовали образованию железорудных месторождений ангаро-илимского типа (см. табл. 2.2, ан. 9, 10).

Как видно из приведенного материала, преобладающие траппы юга Сибирской платформы являются производными относительно кремнекислых трапповых расплавов, формирование которых протекало в восстановительных условиях при низком содержании воды и других летучих. Почти в аналогичных условиях формировались расплавы, способствовавшие образованию интрузий запада Сибирской платформы, в пределах Путоранской субпровинции. Однако хлор в составе флюидов является здесь, очевидно, причиной образования пород несколько повышенной магнезиальности (см. табл. 2.2, ан. 1, 7, 8). Наиболее восстановительная обстановка существовала при образовании расплавов повышенной основности и щелочности, обусловивших формирование рудоносных интрузий Норильского района. Исходные расплавы этих интрузий формировались в наиболее восстановительных условиях при высокой активности флюидов, в составе которых значительную роль играли водород, вода, фтор и сера.

Высокая активность кислорода при преобладании в составе флюидов хлора служила причиной возникновения низкой железистости расплавов в пределах Ангаро-Вилюйской субпровинции, где поэтому были созданы благоприятные условия формирования железорудных месторождений.

Таким образом, магматизм Норильского района в целом отличается в первую очередь преимущественным развитием интрузий, отвечающим по петрохимическим параметрам субизвестково-натриевой и слабощелочной сериям, причем основные их производные представлены исключительно дифференцированными и редко слабодифференцированными интрузиями. Степень основности рудоносных интрузий всегда выше 1,20, в то время как степень основности недифференцированных интрузий обычно колеблется в пределах 1,14—1,19. Для районов развития никеленосных интрузий (вулкано-тектонических структур) примечательна высокая степень глубинной дифференциации расплавов, которая всегда выше 1 и составляет 1,03—1,05.

В региональном плане интрузивные траппы Норильского района при весьма низкой кремнекислотности отличаются высоким (в среднем) содержанием железа в условиях резко повышенного отношения закисного железа к окисному.

Резко аномальные петрохимические параметры пород Норильского района обусловлены глубинной флюидно-магматической дифференциацией расплава в восстановительных условиях при ведущей роли в составе флюидов в процессе формирования рудоносных расплавов фтора, бора, серы, а из щелочей — калия.

Глава 3

# ГЛАВНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ НИКЕЛЕНОСНЫХ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ

## 3.1. ОСОБЕННОСТИ ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ И НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ МАГМАТИЗМА НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

На образование слоистых интрузий существенно влияет весьма низкая вязкость магмы, обусловленная благоприятным флюидным режимом, поэтому рудоносные и хорошо расслоенные интрузии располагаются в головных приподнятых частях тектоно-магматических структур. Подобно другим исследователям (Золотухин, 1964а; Золотухин, Васильев, 1967) мы считаем, что в процессе гравитационной дифференциации главная роль принадлежит исходному составу магмы, зависящему в значительной мере от состава флюидов и сродства тех или иных металлов к сере или кислороду. Поэтому мы полагаем, что повышенная магнезиальность рудоносных трапповых интрузий является следствием образования сульфидных расплавов за счет взаимодействия компонентов флюидов (C, F, O, B, S) с петрогенными компонентами расплава.

В пределах Сибирской платформы для дифференцированных интрузий выделяются два основных направления внутрикамерной кристаллизационной дифференциации базальтовой (трапповой) магмы, явившихся результатом различных условий образования: Норильское и Скаергардское. Формирование интрузий с различной схемой дифференциации обусловлено режимом кислорода. Теоретическая сторона этого вопроса, детально изложенная Осборном (Osborn, 1959), неоднократно обсуждалась (Виленский, 1967; Годлевский, 1968; Золотухин, 1964а) при описании дифференцированных интрузий Сибирской платформы. Следует лишь добавить, что норильский тип интрузий формируется при фракционной кристаллизации в условиях постоянно возрастающего парциального давления кислорода, а Скаергардский — при постоянном общем составе. В первом случае в процессе кристаллизации увеличивается содержание кремнезема в расплаве и повышается отношение $Fe_2O_3 : FeO$. В случае постоянства состава содержание кремнезема в процессе фракционирования сохраняется на одном уровне, а содержание железа в минералах переменного состава возрастает, в результате чего образуются высокожелезистые дифференциаты.

Дифференцированные интрузии наиболее распространены среди производных известково-щелочной, субизвестково-натриевой и слабощелочной петрогенетических серий интрузий (Виленский, 1967, 1974б). Сравнительный анализ показывает, что как при повышенной щелочности, так и при низкой отчетливо дифференцированных интрузий не образуется. По-видимому, для образования дифференцированных интрузий следует считать для исходных расплавов оптимальными следующие петрохимические параметры: кремнекислотность менее 800; щелочность-кислотность — 900—970; отношение калия к сумме щелочей — 15—35. Отсюда, повышенный химический потенциал калия при низкой кремнекислотности и несколько повышенной щелочности является ведущим положительным параметром для образования наиболее полно расслоенных интрузий.

Одна из наиболее важных особенностей рудоносных интрузий — отчетливо выраженная трехчленная расслоенность, сопровождаемая контактовыми породами и основными пегматоидами. Расслоенная серия в этих интрузиях представлена следующими горизонтами пород (снизу вверх): 1) пикритовыми габбро-долеритами; 2) оливиновыми габбро-долеритами и 3) оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долери-

тами. Последние часто переходят в кислые гибридные и метасоматически измененные породы, по составу отвечающие кварцевым диоритам, габбро-диоритам и гранофирам. Основные пегматоиды в свою очередь представлены нижними и верхними такситовыми габбро-долеритами и габбро, залегающими между контактовыми породами и расслоенной серией.

Закономерности, выявленные при рассмотрении условий глубинной дифференциации трапповых расплавов, отличны и не могут быть распространены на изучение процессов внутрикамерного формирования расслоенных интрузий. Исследования показали, что при внутрикамерной дифференциации кроме щелочности-кислотности и кремнекислотности немаловажное значение имеет поведение щелочей и, главным образом, отношение калия к натрию. Рассмотрение в этом случае дифференцированных интрузий в координатах степень основности (Щ-к/Кр) — отношение калия к сумме щелочей позволило выделить три ветви внутрикамерной дифференциации исходных трапповых расплавов: щелочную, субщелочную и щелочноземельную (рис. 3.1). Учитывая зависимость поведения натрия и калия от изменения щелочности-кислотности и кремнекислотности, нами в пределах щелочной и щелочноземельной ветвей внутрикамерной дифференциации магм выделены поля формирования интрузий, обогащенных, с одной стороны, калием, а с другой — натрием (см. рис. 3.1). В этом случае анализ условий внутрикамерного формирования интрузий показывает, что при повышении щелочности (понижение степени основности или отношения щелочности - кислотности к кремнекислотности) возрастает кремнекислотность интрузий. Другими словами, если при глубинной дифференциации щелочность исходных расплавов в среднем от серии к серии находится в обратной зависимости от кремнекислотности, то при внутрикамерной дифференциации щелочность и кремнекислотность интрузий имеют прямую зависимость. Кроме того, если магнезиальность исходных расплавов в среднем по сериям до некоторого предела находится в прямой зависимости от щелочности (одновременно возрастают магнезиальность и щелочность), то при внутрикамерной дифференциации магнезиальность интрузий повышается при понижении щелочности и кремнекислотности при одновременном возрастании потенциала калия.

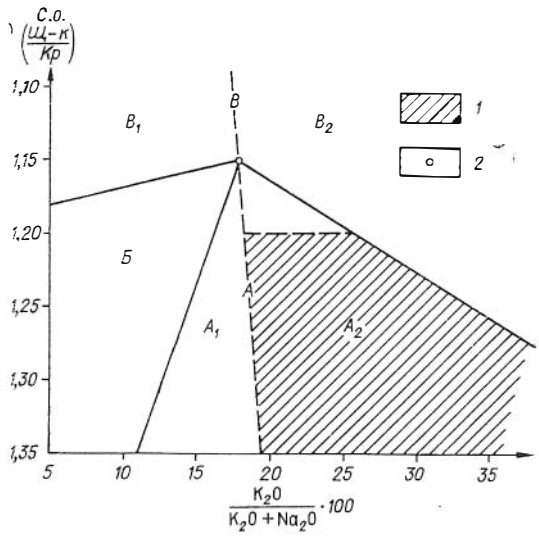



*Рис. 3.1.* Ветви внутрикамерной дифференциации трапповых интрузий.

Ветви внутрикамерной дифференциации: *А* — щелочноземельная ($A_1$ — натриевая, $A_2$ — калиевая), *Б* — субщелочная, *В* — щелочная ($B_1$ — натриевая, $B_2$ — калиевая). *1* — область петрохимических параметров никеленосных интрузий; *2* — средний трапп, по В. А. Кутолину (1969). С. о. — степень основности пород; Щ-к — щелочность-кислотность; Кр — кремнекислотность.

Рассмотрение петрологических особенностей трапповых интрузий имеет непосредственное отношение к рудоносности. Так, наиболее интересные в отношении никеленосности интрузии расположены в пределах щелочноземельной (калиевой) ветви внутрикамерной кристаллизации расплавов, исходный состав которых формируется в условиях слабощелочной и щелочной серий глубинной дифференциации трапповых расплавов. Поэтому исходные расплавы никеленосных интрузий при низкой кремне-

Таблица 3.1

**Химические составы пород генетических рядов дифференцированных интрузий Норильского и сопредельных районов севера Сибирской платформы**

| № п/п | Интрузия | Габбро-долериты | Колич. анализов | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MgO | MnO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $Cr_2O_3$ | $P_2O_5$ | П.п.п. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| | | *I. Норильско-Талнахский (гипербазитовый — субщелочной)* | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Норильск-I | Пикритовые | 13 | 38,26 | 0,66 | 10,65 | 5,65 | 10,24 | 18,93 | 0,16 | 6,86 | 0,97 | 0,45 | 0,83 | 0,11 | 5,03 |
| | | Оливиновые | 19 | 45,11 | 0,82 | 15,04 | 3,94 | 7,77 | 10,17 | 0,14 | 10,58 | 1,74 | 0,57 | 0,15 | 0,14 | 2,17 |
| | | Безоливиновые | 31 | 47,44 | 1,12 | 16,34 | 4,63 | 7,03 | 5,77 | 0,13 | 10,37 | 2,91 | 0,87 | — | 0,17 | 1,91 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 63 | 43,83 | 0,84 | 14,18 | 4,54 | 8,25 | 11,48 | 0,14 | 9,56 | 1,80 | 0,60 | 0,29 | 0,14 | 2,86 |
| 2 | Верхнеталнахская | Пикритовые | 51 | 37,52 | 0,49 | 8,29 | 4,91 | 11,29 | 22,56 | 0,20 | 5,26 | 0,92 | 0,40 | 0,16 | 0,10 | 6,71 |
| | | Оливиновые | 32 | 44,96 | 0,84 | 15,67 | 3,42 | 8,10 | 9,64 | 0,18 | 10,45 | 1,89 | 0,84 | 0,088 | 0,14 | 2,89 |
| | | Безоливиновые | 24 | 46,72 | 1,30 | 14,79 | 3,67 | 8,70 | 6,41 | 0,23 | 11,34 | 2,86 | 1,18 | 0,03 | 0,22 | 3,18 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 107 | 44,19 | 0,89 | 14,24 | 3,73 | 8,78 | 10,93 | 0,19 | 9,81 | 1,98 | 0,84 | 0,14 | 0,09 | 3,60 |
| | Среднее по генетическому ряду | Пикритовые | | 37,89 | 0,57 | 9,47 | 5,28 | 10,76 | 20,74 | 0,18 | 6,06 | 0,94 | 0,42 | 0,49 | 0,10 | 5,87 |
| | | Оливиновые | | 45,03 | 0,83 | 15,35 | 3,68 | 7,94 | 9,91 | 0,16 | 10,52 | 1,82 | 0,71 | 0,12 | 0,14 | 2,53 |
| | | Безоливиновые | | 47,08 | 1,21 | 15,56 | 4,15 | 7,87 | 6,09 | 0,18 | 10,86 | 2,89 | 1,03 | — | 0,19 | 2,54 |
| | | Среднее | | 44,01 | 0,86 | 14,20 | 4,13 | 8,5 | 11,21 | 0,16 | 9,68 | 1,89 | 0,72 | 0,21 | 0,11 | 3,23 |
| | | *II. Нижнеталнахский-Черногорский (гипербазитовый)* | | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | Норильск-II | Пикритовые | 10 | 41,49 | 0,79 | 11,17 | 5,43 | 8,48 | 18,27 | 0,19 | 7,45 | 0,81 | 0,36 | 0,13 | 0,17 | 2,70 |
| | | Оливиновые | 19 | 47,10 | 0,97 | 15,74 | 3,53 | 7,02 | 8,94 | 0,14 | 10,65 | 1,92 | 0,61 | 0,02 | 0,18 | 2,70 |
| | | Безоливиновые | 6 | 48,13 | 1,28 | 15,12 | 3,28 | 8,17 | 7,58 | 0,17 | 11,60 | 1,99 | 0,48 | 0,01 | 0,16 | 1,59 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 35 | 46,01 | 1,23 | 15,01 | 3,26 | 8,56 | 9,69 | 0,20 | 10,13 | 1,85 | 0,53 | 0,18 | 0,21 | 2,50 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 4 | Нижнеталнахская | Пикритовые | 14 | 41,21 | 0,83 | 9,75 | 3,15 | 9,66 | 20,59 | 0,20 | 7,17 | 0,71 | 0,66 | 0,026 | 0,12 | 4,98 |
| | | Оливиновые | 15 | 46,32 | 0,53 | 15,12 | 2,35 | 7,50 | 10,78 | 0,18 | 11,70 | 1,69 | 0,89 | 0,02 | 0,15 | 2,93 |
| | | Безоливиновые | 2 | 43,05 | 0,99 | 14,88 | 2,43 | 8,09 | 7,28 | 0,15 | 11,00 | 2,42 | 1,21 | — | 0,05 | 3,16 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 31 | 44,11 | 0,64 | 14,49 | 2,33 | 8,63 | 12,18 | 0,21 | 9,33 | 1,51 | 1,23 | 0,039 | 0,19 | 3,51 |
| 5 | Нижненорильская | Пикритовые | 4 | 40,84 | 0,63 | 8,73 | 4,18 | 9,61 | 22,47 | 0,28 | 6,64 | 0,65 | 0,80 | 0,004 | 0,07 | — |
| | | Оливиновые | 1 | 43,34 | 0,68 | 11,60 | 4,62 | 8,84 | 18,38 | 0,29 | 7,84 | 0,89 | 1,10 | 0,004 | 0,09 | — |
| | | Безоливиновые | 1 | 49,54 | 1,13 | 17,48 | 3,33 | 6,83 | 6,96 | 0,24 | 7,11 | 2,67 | 1,56 | 0,005 | 0,13 | — |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 6 | 43,26 | 0,72 | 10,29 | 3,77 | 9,12 | 19,40 | 0,24 | 5,87 | 1,16 | 0,93 | 0,009 | 0,11 | — |
| 6 | Черногорская | Пикритовые | 25 | 40,25 | 0,69 | 9,30 | 4,01 | 10,34 | 22,53 | 0,19 | 6,27 | 0,85 | 0,76 | 0,26 | 0,14 | 2,99 |
| | | Оливиновые | 9 | 46,20 | 0,80 | 15,87 | 3,17 | 7,18 | 9,30 | 0,12 | 11,57 | 1,90 | 0,80 | — | 0,14 | 1,46 |
| | | Безоливиновые | 7 | 47,60 | 0,90 | 15,22 | 3,60 | 7,05 | 7,87 | 0,13 | 12,49 | 2,01 | 0,73 | — | 0,19 | 1,57 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 41 | 45,16 | 0,91 | 14,73 | 2,63 | 8,73 | 11,66 | 0,16 | 10,11 | 1,66 | 0,67 | 0,21 | 0,20 | 2,44 |
| | Среднее по генетическому ряду | Пикритовые | | 40,95 | 0,74 | 9,74 | 4,19 | 9,52 | 20,97 | 0,22 | 6,88 | 0,76 | 0,65 | 0,11 | 0,13 | 1,92 |
| | | Оливиновые | | 45,74 | 0,75 | 14,58 | 3,33 | 7,64 | 11,85 | 0,18 | 10,44 | 1,60 | 0,85 | 0,011 | 0,14 | 2,36 |
| | | Безоливиновые | | 48,33 | 1,08 | 15,68 | 3,16 | 7,54 | 7,42 | 0,17 | 10,55 | 2,27 | 1,00 | 0,008 | 0,13 | 2,11 |
| | | Средневзвешенный состав | | 44,64 | 0,86 | 13,63 | 3,00 | 8,76 | 13,23 | 0,20 | 8,86 | 1,55 | 0,84 | 0,11 | 0,18 | 2,82 |
| | *III. Нижнефокинско-Зубовский (базитово-гипербазитовый)* | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | Хапарская | Пикритовые | 2 | 44,10 | 0,45 | 12,22 | 1,30 | 11,04 | 20,26 | 0,19 | 7,60 | 1,12 | 0,25 | — | 0,08 | 1,57 |
| | | Оливиновые | 1 | 46,47 | 0,54 | 19,57 | 1,74 | 6,79 | 10,48 | 0,15 | 11,39 | 1,48 | 0,33 | — | 0,21 | 1,23 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 3 | 46,15 | 0,53 | 18,64 | 1,68 | 7,32 | 11,72 | 0,16 | 10,91 | 1,44 | 0,31 | — | 0,19 | 1,29 |
| 8 | Верхнедвугорбинская | Пикритовые | 1 | 43,50 | 0,70 | 12,85 | 2,72 | 10,16 | 17,44 | 0,16 | 7,55 | 1,05 | 0,11 | 0,068 | 0,095 | 4,07 |
| | | Оливиновые | 7 | 47,37 | 1,08 | 16,26 | 3,13 | 8,30 | 7,50 | 0,16 | 10,03 | 2,17 | 0,74 | 0,039 | 0,14 | 3,11 |
| | | Безоливиновые | 2 | 49,26 | 1,60 | 14,84 | 3,08 | 8,90 | 6,28 | 0,16 | 9,19 | 2,86 | 1,08 | 0,044 | 0,21 | 2,53 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 10 | 47,98 | 1,26 | 15,71 | 3,14 | 8,55 | 7,12 | 0,16 | 9,77 | 2,41 | 0,87 | 0,16 | 0,037 | 2,86 |
| 9 | Нижнефокинская | Пикритовые | 1 | 42,63 | 0,76 | 8,11 | 2,07 | 13,0 | 25,58 | 0,21 | 5,50 | 0,78 | 0,36 | 0,30 | 0,08 | 2,71 |
| | | Оливиновые | 1 | 48,18 | 1,04 | 11,76 | 2,96 | 8,69 | 12,19 | 0,10 | 10,68 | 1,49 | 0,31 | 0,15 | 0,13 | 2,19 |

Продолжение табл. 3.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Безоливиновые | 3 | 51,06 | 1,94 | 14,34 | 2,20 | 7,75 | 6,77 | 0,12 | 10,99 | 2,67 | 0,65 | 0,09 | 0,19 | 1,24 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 5 | 45,33 | 0,97 | 8,03 | 2,38 | 11,40 | 20,44 | 0,18 | 7,19 | 1,11 | 0,39 | 0,16 | 0,11 | 2,34 |
| 10 | Имангдинская | Пикритовые | 7 | 42,63 | 0,73 | 10,67 | 2,52 | 10,52 | 20,27 | 0,18 | 7,08 | 1,00 | 0,33 | 0,095 | 0,77 | 2,52 |
| | | Оливиновые | 6 | 46,48 | 0,95 | 16,64 | 2,61 | 7,74 | 8,83 | 0,14 | 11,91 | 1,88 | 0,52 | 0,10 | 0,051 | 1,96 |
| | | Безоливиновые | 11 | 47,31 | 1,28 | 15,45 | 2,73 | 9,13 | 7,53 | 0,18 | 11,28 | 2,13 | 0,53 | 0,16 | 0,039 | 2,01 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 24 | 45,34 | 0,99 | 14,25 | 2,62 | 9,13 | 12,21 | 0,17 | 10,09 | 1,67 | 0,46 | 0,12 | 0,29 | 2,50 |
| 11 | Моронговская | Пикритовые | 55 | 42,42 | 0,46 | 13,53 | 2,14 | 11,66 | 18,49 | 0,18 | 7,21 | 1,24 | 0,22 | 0,017 | 0,076 | 2,22 |
| | | Оливиновые | 35 | 46,21 | 1,25 | 15,73 | 2,38 | 10,59 | 9,34 | 0,18 | 9,94 | 2,06 | 0,49 | 0,025 | 0,15 | 1,60 |
| | | Безоливиновые | 6 | 46,76 | 1,68 | 16,27 | 2,78 | 9,08 | 7,43 | 0,14 | 10,44 | 2,20 | 0,58 | 0,01 | 0,27 | 2,53 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 96 | 43,96 | 0,77 | 14,32 | 2,24 | 11,19 | 14,95 | 0,18 | 8,22 | 1,57 | 0,34 | 0,020 | 0,10 | 2,02 |
| 12 | Мантуровская | Пикритовые | 24 | 42,47 | 0,69 | 9,23 | 3,22 | 10,46 | 21,06 | 0,21 | 7,00 | 1,25 | 0,40 | 0,11 | 0,38 | 3,28 |
| | | Оливиновые | 10 | 47,29 | 0,82 | 17,04 | 2,52 | 7,71 | 9,03 | 0,15 | 11,20 | 1,82 | 0,60 | 0,14 | 0,046 | 1,87 |
| | | Безоливиновые | 4 | 49,36 | 1,02 | 14,62 | 3,35 | 7,02 | 6,48 | 0,17 | 12,95 | 2,40 | 0,63 | 0,14 | 0,04 | 2,04 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 38 | 45,78 | 0,81 | 13,43 | 2,97 | 8,67 | 13,33 | 0,18 | 9,87 | 1,71 | 0,53 | 0,13 | 0,18 | 2,47 |
| 13 | Зубовская | Пикритовые | 20 | 42,09 | 0,62 | 11,14 | 3,24 | 11,18 | 18,88 | 0,19 | 7,25 | 1,46 | 0,45 | 0,085 | 0,03 | 2,99 |
| | | Оливиновые | 23 | 45,87 | 0,84 | 15,86 | 2,98 | 8,89 | 10,79 | 0,19 | 10,04 | 1,88 | 0,60 | 0,14 | 0,021 | 1,83 |
| | | Безоливиновые | 14 | 48,92 | 1,14 | 15,74 | 3,40 | 8,56 | 6,86 | 0,21 | 9,75 | 2,28 | 1,06 | 0,11 | 0,008 | 2,03 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 57 | 45,68 | 0,82 | 14,83 | 3,24 | 9,29 | 11,64 | 0,19 | 8,85 | 1,92 | 0,82 | 0,16 | — | 2,38 |
| 14 | Пясино-Вологочанская | Пикритовые | 11 | 42,91 | 0,67 | 11,68 | 2,29 | 10,88 | 19,03 | 0,21 | 7,04 | 1,48 | 0,34 | 0,085 | — | 2,52 |
| | | Оливиновые | 5 | 46,47 | 1,06 | 13,80 | 3,11 | 7,81 | 9,78 | 0,21 | 13,26 | 1,82 | 0,66 | 0,11 | — | 2,02 |
| | | Безоливиновые | 3 | 47,07 | 1,86 | 14,61 | 4,80 | 9,83 | 6,48 | 0,23 | 9,69 | 2,65 | 0,69 | 0,20 | | 1,70 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 19 | 44,87 | 1,02 | 13,26 | 2,91 | 10,06 | 13,65 | 0,21 | 9,30 | 1,82 | 0,48 | 0,12 | — | 1,97 |
| | Среднее по генетическому ряду | Пикритовые | | 42,84 | 0,64 | 10,93 | 2,44 | 11,11 | 20,13 | 0,19 | 7,03 | 1,17 | 0,31 | 0,095 | 0,19 | 2,86 |
| | | Оливиновые | | 46,79 | 0,95 | 15,83 | 2,68 | 8,32 | 9,74 | 0,16 | 11,06 | 1,60 | 0,53 | — | 0,11 | 1,98 |
| | | Безоливиновые | | 48,53 | 1,50 | 15,12 | 3,19 | 8,58 | 6,83 | 0,17 | 10,61 | 2,56 | 0,75 | 0,11 | 0,14 | 2,01 |
| | | Средневзвешенный состав | | 45,64 | 0,90 | 14,06 | 2,65 | 9,45 | 13,13 | 0,18 | 9,28 | 1,71 | 0,53 | 0,12 | 0,11 | 2,23 |

*IV. Аламджахско-Накохозский (гипербазито-базитовый)*

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 15 | Аламджахская | Троктолитовые | 2 | 45,57 | 1,01 | 14,23 | 1,23 | 12,42 | 13,11 | 0,16 | 9,30 | 1,53 | 0,40 | — | 0,08 | 1,00 |
| | | Оливиновые | 3 | 48,35 | 1,37 | 16,24 | 3,22 | 8,44 | 7,90 | 0,21 | 10,14 | 2,22 | 0,55 | — | 0,13 | 0,99 |
| | | Безоливиновые | | 53,20 | 0,83 | 13,89 | 3,22 | 8,91 | 6,09 | 0,11 | 10,21 | 1,65 | 0,90 | — | 0,06 | 0,99 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | | 47,08 | 1,38 | 16,12 | 2,60 | 9,31 | 7,85 | 0,16 | 11,01 | 2,14 | 0,41 | — | 0,12 | 0,93 |
| 16 | Нижний-I | Пикритовые | 3 | 44,92 | 1,05 | 13,62 | 1,61 | 12,61 | 14,22 | 0,23 | 8,70 | 1,15 | 0,43 | — | 0,15 | 1,42 |
| | | Оливиновые | 7 | 46,02 | 2,25 | 15,10 | 3,09 | 9,43 | 9,91 | 0,22 | 10,40 | 1,77 | 0,52 | — | 0,13 | 2,28 |
| | | Безоливиновые | 1 | 48,76 | 3,57 | 13,10 | 2,60 | 12,81 | 3,88 | 0,25 | 7,79 | 2,33 | 2,10 | — | 0,58 | 1,65 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 11 | 47,24 | 1,27 | 15,12 | 3,07 | 9,52 | 9,84 | 0,25 | 9,67 | 1,74 | 0,51 | — | 0,13 | 2,25 |
| 17 | Зеленая Грива | Пикритовые | 7 | 44,29 | 0,66 | 11,63 | 2,00 | 10,79 | 17,21 | 0,28 | 7,69 | 0,73 | 1,20 | 0,004 | 0,095 | 3,31 |
| | | Оливиновые | 2 | 44,91 | 0,89 | 14,49 | 1,92 | 9,96 | 13,52 | 0,25 | 8,83 | 1,22 | 0,96 | — | 0,085 | 3,12 |
| | | Безоливиновые | 4 | 48,80 | 1,92 | 13,04 | 1,44 | 10,60 | 6,14 | 0,23 | 10,76 | 2,62 | 1,14 | — | 0,31 | 2,20 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 13 | 45,98 | 0,94 | 13,53 | 1,72 | 9,80 | 12,91 | 0,23 | 9,55 | 1,33 | 1,05 | — | 0,14 | 2,82 |
| 18 | Накохозская | Пикритовые | 9 | 44,15 | 0,82 | 13,44 | 3,60 | 9,43 | 15,08 | 0,22 | 8,32 | 1,26 | 0,56 | 0,09 | 0,09 | 2,73 |
| | | Оливиновые | 14 | 47,19 | 0,94 | 16,41 | 2,90 | 8,08 | 8,60 | 0,18 | 9,73 | 1,99 | 1,22 | 0,11 | 0,06 | 2,70 |
| | | Безоливиновые | 2 | 48,72 | 2,42 | 12,88 | 3,62 | 13,25 | 4,18 | 0,28 | 9,28 | 2,46 | 1,15 | 1,02 | 0,001 | 1,82 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 25 | 47,84 | 1,29 | 14,92 | 3,87 | 8,68 | 7,48 | 0,19 | 9,55 | 2,42 | 1,00 | 0,16 | 0,059 | 2,56 |
| 19 | Нижний-II | Пикритовые | 2 | 44,77 | 1,41 | 10,26 | 1,92 | 13,79 | 15,96 | 0,25 | 7,57 | 1,73 | 0,50 | — | 0,17 | 1,49 |
| | | Оливиновые | 1 | 47,10 | 1,57 | 13,66 | 1,79 | 11,90 | 9,83 | 0,21 | 9,80 | 2,25 | 0,60 | — | 0,23 | 1,19 |
| | | Безоливиновые | 1 | 48,44 | 1,77 | 14,35 | 2,31 | 9,94 | 7,58 | 0,11 | 11,52 | 2,30 | 0,54 | — | 0,18 | 1,15 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 4 | 47,26 | 1,64 | 13,53 | 2,04 | 11,27 | 9,56 | 0,17 | 10,26 | 2,19 | 0,56 | — | 0,19 | 1,19 |
| 20 | Второй порог | Пикритовые | 3 | 43,67 | 0,99 | 9,47 | 2,20 | 15,36 | 18,87 | 0,26 | 6,39 | 1,40 | 0,39 | — | 0,21 | 0,56 |
| | | Оливиновые | 5 | 48,54 | 1,94 | 14,98 | 3,14 | 14,08 | 5,89 | 0,21 | 10,22 | 2,37 | 0,68 | — | 0,25 | 0,38 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 8 | 46,74 | 1,62 | 13,41 | 3,00 | 12,48 | 9,56 | 0,22 | 9,11 | 2,06 | 0,57 | — | 0,22 | 0,55 |

Окончание табл. 3.1.

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Среднее по генетическому ряду | Пикритовые | | 44,56 | 0,99 | 12,11 | 2,09 | 12,40 | 15,74 | 0,23 | 7,96 | 1,30 | 0,58 | — | 0,12 | 1,75 |
| | | Оливиновые | | 47,02 | 1,33 | 15,15 | 2,68 | 10,32 | 9,23 | 0,21 | 9,85 | 1,97 | 0,76 | — | 0,15 | 1,78 |
| | | Безоливиновые | | 49,59 | 2,08 | 13,45 | 2,64 | 11,10 | 5,57 | 0,20 | 9,91 | 2,27 | 1,17 | — | 0,23 | 1,56 |
| | | Средневзвешенный состав | | 47,02 | 1,36 | 14,44 | 2,72 | 10,18 | 9,53 | 0,20 | 9,86 | 1,98 | 0,68 | — | 0,14 | 1,72 |
| | | *V. Горстроевский (гипербазитово-известковистый)* | | | | | | | | | | | | | | |
| 21 | Горстрой | Пикритовые | 1 | 39,96 | 0,59 | 10,10 | 4,43 | 10,15 | 19,77 | 0,24 | 7,45 | 0,38 | 0,34 | 0,03 | 0,26 | 4,06 |
| | | Оливиновые | 2 | 46,72 | 0,96 | 17,23 | 2,74 | 8,55 | 8,74 | 0,21 | 11,06 | 0,80 | 0,40 | 0,04 | 0,21 | 1,92 |
| | | Безоливиновые | 1 | 46,92 | 1,92 | 11,58 | 4,35 | 12,14 | 7,42 | 0,35 | 9,50 | 1,07 | 0,59 | 1,01 | 0,36 | 3,32 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 4 | 45,98 | 1,24 | 14,35 | 3,53 | 10,03 | 9,75 | 0,26 | 10,08 | 0,84 | 0,46 | 0,032 | 0,27 | 2,62 |
| 22 | руч. Магнитный | Пикритовые | 2 | 39,85 | 0,48 | 7,43 | 5,19 | 8,35 | 25,37 | 0,21 | 5,35 | 0,31 | 0,26 | 0,34 | 0,33 | 6,09 |
| | | Оливиновые | 4 | 45,42 | 0,77 | 14,09 | 4,79 | 7,20 | 11,42 | 0,18 | 10,82 | 1,25 | 0,61 | 0,16 | 0,33 | 3,08 |
| | | Средневзвешенное по интрузии | 6 | 43,56 | 0,67 | 11,87 | 4,92 | 7,59 | 16,08 | 0,19 | 9,0 | 0,94 | 0,50 | 0,23 | 0,33 | 4,29 |
| | Среднее по генетическому ряду | Пикритовые | | 38,41 | 0,54 | 8,77 | 4,81 | 9,25 | 22,57 | 0,22 | 6,4 | 0,35 | 0,30 | 0,19 | 0,30 | 5,08 |
| | | Оливиновые | | 46,07 | 0,87 | 15,66 | 3,77 | 7,88 | 10,08 | 0,19 | 10,94 | 1,03 | 0,50 | 0,1 | 0,27 | 2,5 |
| | | Безоливиновые | | 46,92 | 1,92 | 11,58 | 4,35 | 12,14 | 7,42 | 0,35 | 9,50 | 1,07 | 0,59 | 1,01 | 0,36 | 3,32 |
| | | Средневзвешенный состав | | 44,77 | 0,96 | 13,11 | 4,23 | 8,81 | 12,92 | 0,22 | 9,54 | 0,89 | 0,48 | 0,13 | 0,3 | 3,46 |

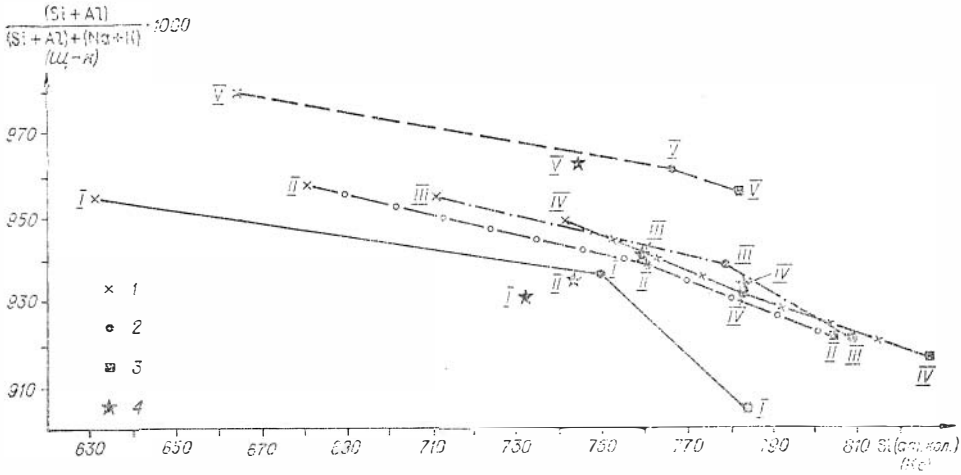



*Рис. 3.2.* Сводная диаграмма путей внутрикамерной дифференциации никеленосных интрузий Сибирской платформы.

*1—4* — средние петрохимические параметры: *1* — пикритовых, *2* — оливиновых, *3* — безоливиновых габбро-долеритов, *4* — генетических рядов интрузий (I—V — генетические ряды интрузий: I — Норильско-Талнахский, II — Нижнеталнахско-Черногорский, III - Нижнефокинско-Зубовский, IV — Аламджахско-Накохозский, V — Горстроевский).

кислотности формируются в узких пределах (от 1,20 до 1,30) степени основности (Виленский, 1974а, б).

В пределах поля щелочноземельной (натриевой) ветви внутрикамерной дифференциации магмы расположены также низкокремнекислотные и слабощелочнометальные интрузивы, однако они отличаются относительно слабой никеленосностью. Интересных в никеленосном отношении интрузий (в пределах субщелочной и щелочной ветвей) внутрикамерной дифференциации траповых расплавов не встречено (см. рис. 3.1).

Анализ условий внутрикамерной дифференциации в координатах щелочность (кислотность) — кремнекислотность показывает (рис. 3.2), что интрузивы в первую очередь характеризуются различными петрохимическими особенностями наиболее основных рудоносных дифференциатов пикритовых габбро-долеритов. Кроме того, состав последних, при прочих равных условиях, зависит от состава исходного расплава, что одновременно и предопределяет степень и полноту расслоенности. Отмеченные предпосылки позволили выделить следующие генетические ряды дифференцированных интрузий (табл. 3.1, рис. 3.2): I — Норильско-Талнахский, или гипербазитовый — субщелочной; II — Нижнеталнахско-Черногорский, или гипербазитовый; III — Нижнефокинско-Зубовский, или базит-гипербазитовый; IV — Аламджахско-Накохозский, или гипербазит-базитовый; V — Горстроевский, или гипербазитовый — известковистый. Последний изучен слабо и характеризуется отсутствием в ряде случаев того или иного дифференциата, а поэтому выделен условно. Каждый генетический ряд интрузий в последовательности изложения более кремнекислый и известковистый, чем предыдущий. Кроме того, пикритовые габбро-долериты каждого генетического ряда интрузий близки по степени основности, образуя при этом ряд от более известковистых членов к субщелочным (рис. 3.3). В этом направлении в каждом ряду возрастает, за редким исключением, относительная рудоносность интрузий (см. табл. 3.1, рис. 3.3).

Анализ диаграмм (рис. 3.2), иллюстрирующих особенности внутрикамерной дифференциации выделяемых генетических рядов, показывает, что известковистость интрузий генетических рядов в целом возрастает от Норильско-Талнахского ряда к Горстроевскому, причем в этом направлении возрастает в среднем кремнекислотность интрузий, за исключением

Таблица 3.2

**Петрохимические параметры пород генетических рядов дифференцированных траппових интрузий**

| № п. п. | Интрузия | Пикритовые габбро-долериты | | | Оливиновые габбро-долериты | | | Безоливиновые габбро-долериты | | | Средневзвешенные составы интрузий | | | Степень дифференциации |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Щ-к | Кр | С.о. | Щ-к | Кр | С.о. | Щ-к | Кр | С.о. | Щ-к | Кр | С.о. | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| | *I. Норильско-Талнахский (гипербазитовый — субщелочной)* | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | Норильск-I | 956 | 637 | 1,50 | 939 | 751 | 1,25 | 907 | 790 | 1,15 | 935 | 729 | 1,27 | 35 |
| 2 | Верхнеталнахская | 954 | 624 | 1,53 | 931 | 749 | 1,24 | 901 | 778 | 1,16 | 927 | 736 | 1,25 | 37 |
| | Средние петрохимические параметры | 955 | 631 | 1,52 | 935 | 750 | 1,24 | 904 | 784 | 1,16 | 931 | 732 | 1,26 | 36 |
| | *II. Нижнеталнахско-Черногорский (гипербазитовый)* | | | | | | | | | | | | | |
| 3 | Норильск-II | 964 | 690 | 1,40 | 936 | 784 | 1,19 | 937 | 801 | 1,17 | 938 | 766 | 1,22 | 23 |
| 4 | Нижнеталнахская | 960 | 686 | 1,40 | 938 | 771 | 1,21 | 913 | 799 | 1,14 | 932 | 734 | 1,27 | 26 |
| 5 | Нижненорильская | 957 | 680 | 1,41 | 946 | 721 | 1,31 | 906 | 825 | 1,09 | 941 | 720 | 1,31 | 32 |
| 6 | Черногорская | 951 | 670 | 1,42 | 931 | 769 | 1,21 | 933 | 793 | 1,18 | 938 | 752 | 1,24 | 24 |
| | Средние петрохимические параметры | 958 | 681 | 1,41 | 938 | 761 | 1,23 | 922 | 804 | 1,14 | 937 | 743 | 1,26 | 26 |
| | *III. Нижнефокинско-Зубовский (базит-гипербазитовый)* | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | Хапарская | 964 | 734 | 1,31 | 955 | 774 | 1,24 | — | — | — | 956 | 768 | 1,24 | 7 |
| 8 | Верхнедвугорбинская | 964 | 724 | 1,33 | 928 | 789 | 1,18 | 905 | 820 | 1,10 | 919 | 799 | 1,15 | 23 |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9 | Нижнефокинская | 963 | 710 | 1,36 | 950 | 802 | 1,18 | 920 | 850 | 1,08 | 954 | 755 | 1,26 | 28 |
| 10 | Имангдинская | 960 | 703 | 1,37 | 939 | 774 | 1,21 | 933 | 788 | 1,18 | 942 | 755 | 1,25 | 19 |
| 11 | Моронговская | 957 | 707 | 1,35 | 934 | 769 | 1,21 | 930 | 779 | 1,19 | 948 | 732 | 1,30 | 16 |
| 12 | Мантуровская | 949 | 707 | 1,34 | 940 | 787 | 1,19 | 925 | 822 | 1,13 | 941 | 763 | 1,23 | 21 |
| 13 | Пясино-Вологочанская | 946 | 714 | 1,32 | 934 | 774 | 1,21 | 914 | 784 | 1,16 | 935 | 747 | 1,25 | 16 |
| 14 | Зубовская | 941 | 701 | 1,34 | 935 | 764 | 1,22 | 921 | 815 | 1,13 | 931 | 761 | 1,22 | 21 |
| | Средние петрохимические параметры | 955 | 712 | 1,34 | 939 | 779 | 1,20 | 921 | 808 | 1,14 | 941 | 760 | 1,24 | 19 |
| | *IV. Аламдэкахско-Накохозский (гипербазит-базитовый)* | | | | | | | | | | | | | |
| 15 | Аламджахская (восточная) | 949 | 759 | 1,25 | 933 | 805 | 1,16 | 941 | 886 | 1,06 | 934 | 784 | 1,19 | 19 |
| 16 | Нижний-I | 956 | 748 | 1,28 | 940 | 766 | 1,23 | 900 | 812 | 1,11 | 943 | 787 | 1,20 | 17 |
| 17 | Зеленая Грива | 951 | 738 | 1,29 | 943 | 748 | 1,26 | 908 | 813 | 1,12 | 940 | 765 | 1,23 | 17 |
| 18 | Накохозская | 950 | 735 | 1,29 | 925 | 786 | 1,18 | 911 | 812 | 1,12 | 915 | 797 | 1,15 | 17 |
| 19 | Нижний-II | 937 | 745 | 1,26 | 927 | 784 | 1,18 | 927 | 805 | 1,15 | 928 | 788 | 1,17 | 11 |
| 20 | Второй порог | 944 | 728 | 1,30 | 923 | 809 | 1,14 | — | — | — | 931 | 778 | 1,20 | 16 |
| | Средние петрохимические параметры | 948 | 742 | 1,28 | 932 | 783 | 1,19 | 917 | 826 | 1,11 | 932 | 783 | 1,19 | 17 |
| | *V. Горстроевский (гипербазитовый—известковистый)* | | | | | | | | | | | | | |
| 21 | Горстрой | 980 | 665 | 1,47 | 970 | 778 | 1,25 | 956 | 782 | 1,22 | 966 | 766 | 1,26 | 25 |
| 22 | Руч. Магнитный | 981 | 663 | 1,48 | 952 | 757 | 1,26 | — | — | — | 960 | 725 | 1,32 | — |
| | Средние петрохимические параметры | 980 | 664 | 1,47 | 961 | 767 | 1,26 | 956 | 782 | 1,22 | 963 | 745 | 1,29 | 22 |

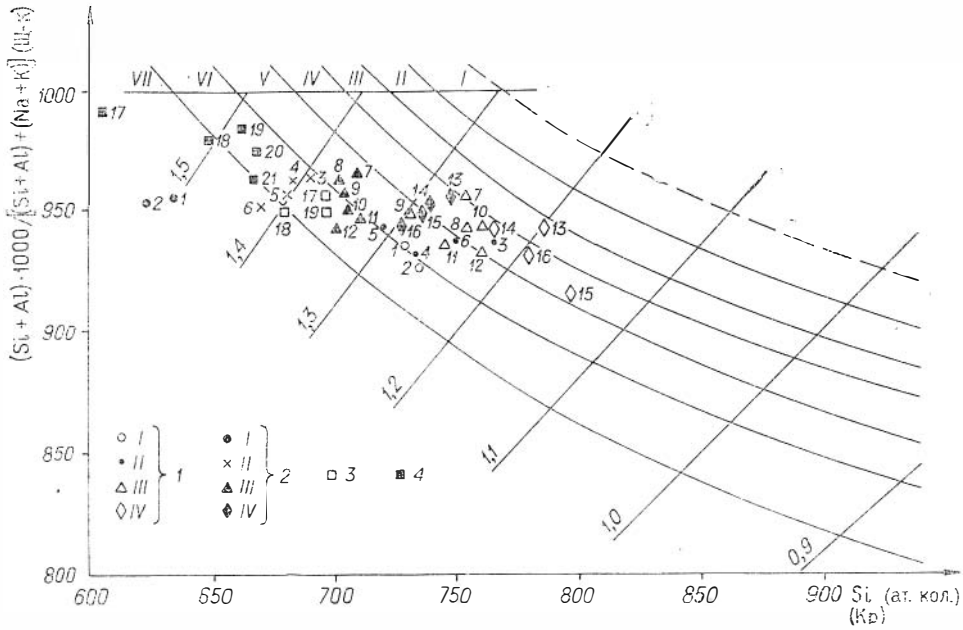



*Рис. 3.3.* Петрохимические параметры средневзвешенных составов рудоносных интрузий и их ультрассновных дифференциатов.

*1, 2* — средневзвешенные составы генетических рядов интрузий (*1*) и их ультраосновных дифференциатов (*2*) — пикритовых габбро-долеритов (I — Норильско-Талнахский, II — Черногорский, III — Нижнефокинско-Зубовский, IV — Аламджахско-Накохозский ряды); интрузии Кольского региона: *3* — средневзвешенные составы, *4* — перидотиты; 0,90—1,50 — значения степени основности пород.

Интрузии: 1 — Норильск-I, 2 — Верхнеталнахская, 3 — Норильск-II, 4 — Нижнеталнахская, 5 — Нижненорильская, 6 — Черногорская, 7 — Нижнефокинская, 8 — Имангдинская, 9 — Моронго, 10 — Мантур, 11 — Пясинско-Вологочанская, 12 — Зубовская, 13 — Нижний-I, 14 — Зеленая Грива, 15 — Накохоз, 16 — Второй порог; 17 — Пилгуярви, 18 — Каула, 19 — Котсельвафа-Каммикива, 20 — Восток, 21 — Алла-Акка — Ярви. I—VII — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая, V — слабощелочная, VI — щелочная, VII — сверхщелочная).

интрузий Горстроевского ряда. Степень дифференциации интрузий, численно равная разности показателей основности (степени основности) крайних по кремнекислотности дифференциатов, также закономерно уменьшается по мере снижения щелочности и увеличения кремнекислотности интрузий (табл. 3.2).

Сопоставление исходных составов никеленосных интрузий с их ультраосновными дифференциатами как севера Сибирской платформы, так и Кольского полуострова (см. рис. 3.3) показывает, что, несмотря на некоторые различия в их генезисе, петрохимические особенности наиболее рудоносных интрузий обеих никеленосных провинций несут черты сходства. В первую очередь примечательно то, что, несмотря на некоторое различие исходных составов наиболее рудоносных интрузий обеих провинций, их ультраосновные дифференциаты обладают высокой степенью основности, превышающей 1,45, причем для всех этих дифференциатов, за редким исключением, отмечается повышенная щелочность (см. рис. 3.3). Даже перидотиты Аллареченских месторождений, по сути сложенных одним дифференциатом (см. рис. 3.3, т. 20, 21), отличаются повышенной щелочностью. Отсюда следует вывод, что наиболее благоприятной средой рудоотложения являлись расплавы, степень основности которых превышает 1,45 при повышенной в той или иной мере щелочности.

Как показывает сопоставление (см. рис. 3.3), щелочность ультраосновных дифференциатов и даже в той или иной мере их кремнекислотность зависят от исходного состава интрузий. Так, относительно высокощелочные интрузивы Норильско-Талнахского генетического ряда отличаются повышенной щелочностью и высокой основностью ультраосновных

Таблица 3.3

**Петрологические и петрохимические критерии выявления дифференцированных никеленосных интрузий, относимых к гипербазитовой субформации траппов**

| Геологические закономерности | Петрохимические серии пород и их степень основности (С. о.) | | Степень глубинной дифференциации | Ветви внутрикамерной дифференциации | Генетический ряд | Петрологические и петрохимические параметры пород дифференцированных интрузий, апофиз и фланговых ответвлений | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | Щ-к | | | | Кр | | | | С. о. | | | | $\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}\cdot 100$ | | | |
| | недифференцированных интрузий | дифференцированных интрузий | | | | среднее по интрузии | пикритовые г-д | оливиновые г-д | безоливиновые г-д | среднее по интрузии | пикритовые г-д | оливиновые г-д | безоливиновые г-д | среднее по интрузии | пикритовые г-д | оливиновые г-д | безоливиновые г-д | среднее по интрузии | пикритовые г-д | оливиновые г-д | безоливиновые г-д |
| Региональные | Субизвестково-натриевая щелочная. С. о.=1,10—1,20 | Слабощелочная. С. о.=1,20 | 1,04—1,06 | Щелочно-земельная | I—V | 910—970 | 930—870 | 920—945 | 900—940 | 720—770 | 600—750 | 720—795 | 760—820 | 1,20—1,30 | 1,30 | 1,20—1,30 | 1,13—1,20 | 20—35 | 17—35 | 16—30 | 11—26 |
| | Щелочность всегда в среднем выше, чем у дифференцированных интрузий Щ-к=915—925 | Щелочность ниже, чем в недифференцированных интрузиях. Щ-к=921—940 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Локальные | Трехчленное строение дифференцированных интрузий. | | | | I | — | 940—960 | 920—940 | 900—910 | — | 660 | 720—760 | 760—795 | — | 1,45 | 1,23—1,30 | 1,14—1,19 | — | 21—22 | 17—23 | 17—22 |
| | Наличие верхнего и нижнего такситового горизонтов. | | | | II | — | 945—965 | 930—940 | 910—940 | — | 650—695 | 750—785 | 765—805 | — | 1,39—1,45 | 1,20—1,23 | 1,14—1,19 | — | 21—46 | 16—45 | 13—28 |
| | Апофизы и связанные с ними эксплозивные брекчии (стекла), по петрохимическим особенностям соответствующие составу рудоносных интрузий | | | | III | — | 940—960 | 930—940 | 910—940 | — | 680—735 | 755—790 | 765—815 | — | 1,30—1,38 | 1,19—1,23 | 1,13—1,19 | — | 6—22 | 11—17 | 13—20 |

Примечание. Генетические ряды дифференцированных интрузий: I — Норильско-Талнахский, II — Нижнеталнахско-Черногорский, III Нижнефокинско-Зубовский, IV — Алмаджахско-Нахозерский, V — Горстроевский.

дифференциатов, в то время как перидотиты никеленосных интрузий Кольского полуострова при более основном и менее щелочном составе исходных расплавов интрузий характеризуются пониженной щелочностью. Для остальных генетических рядов интрузий отмечается примерно такая же зависимость петрохимических особенностей ультраосновных дифференциатов от исходных составов интрузий.

Таким образом, выявленные закономерности подтверждают правомочность выделенных нами генетических рядов дифференцированных интрузий, а также дают возможность утверждать, что петрохимические особенности ультраосновных дифференциатов отражают возможную при прочих равных условиях рудоносность той или иной дифференцированной интрузии. Кремнекислые дифференциаты генетических рядов интрузий в среднем также отличаются друг от друга в той же последовательности в зависимости от исходного состава расплавов (см. табл. 3.2).

В отношении рудоносности заслуживают внимания интрузии Норильско-Талнахского, Нижнеталнахско-Черногорского и Нижнефокинско-Зубовского генетических рядов, для отдельных дифференциатов которых рассчитаны и приводятся петрохимические параметры (табл. 3.3).

Как видно из приведенных данных (см. рис. 3.2, 3.3; табл. 3.2, 3.3), весь набор дифференциатов наиболее рудоносных интрузий Норильско-Талнахского генетического ряда резко отличается по петрохимическим параметрам от одноименных дифференциатов других генетических рядов интрузий. Пикритовые габбро-долериты различных генетических рядов интрузий также по петрохимическим особенностям различаются между собой. Что касается кремнекислых дифференциатов Нижнеталнахско-Черногорского и Нижнефокинско-Зубовского генетических рядов интрузий, то их петрохимические параметры, хотя и перекрываются между собой, однако отличны от подобных дифференциатов, почти совершенно безрудных дифференцированных интрузий Аламджахско-Накохозского и Горстроевского генетических рядов интрузий. Следует заметить, что Горстроевский ряд интрузий изучен очень слабо, однако маловероятна связь с ним заслуживающих внимания рудоносных интрузий. Для выделенных генетических рядов интрузий характерна периодичность во взаимосвязи щелочности и относительной рудоносности интрузий. Так, в каждом генетическом ряду с возрастанием щелочности пикритовых габбро-долеритов возрастает степень их рудоносности. Однако обратная картина отмечается для относительно наиболее известковистого и кремнекислого ряда пикритовых габбро-долеритов, слагающих Аламджахско-Накохозский генетический ряд интрузивов (см. табл. 3.2).

Таким образом, приведенная с генетической точки зрения классификация дифференцированных интрузий позволяет рекомендовать предложенные петрохимические параметры использовать для отбраковки заведомо безрудных интрузий и выявления потенциально рудоносных и в особенности возможно несущих богатое медно-никелевое оруденение (см. табл. 3.2, 3.3; рис. 3.4).

К общим чертам магматизма Норильского района следует отнести совпадение в петрохимическом отношении схем глубинной эволюции лав раннего этапа магматизма (второй фазы) и схем внутрикамерной дифференциации выделенных генетических рядов интрузий. Эта закономерность характерна, очевидно, для тектоно-вулканических структур вообще, а тем более для площадей распространения никеленосных интрузий. Так, внутрикамерная дифференциация Норильско-Талнахского генетического ряда интрузивов осуществляется в диапазоне распространения щелочных серий пород (рис. 3.5), к которым приурочены последовательно фигуративные составы лав второй фазы раннего этапа магматизма Норильского и Хараелахского рудных узлов. Если даже рассматривать внутрикамерную дифференциацию интрузивов и глубинную эволюцию лав второй фазы для отдельно взятых Талнахского и Норильского рудных узлов, то для

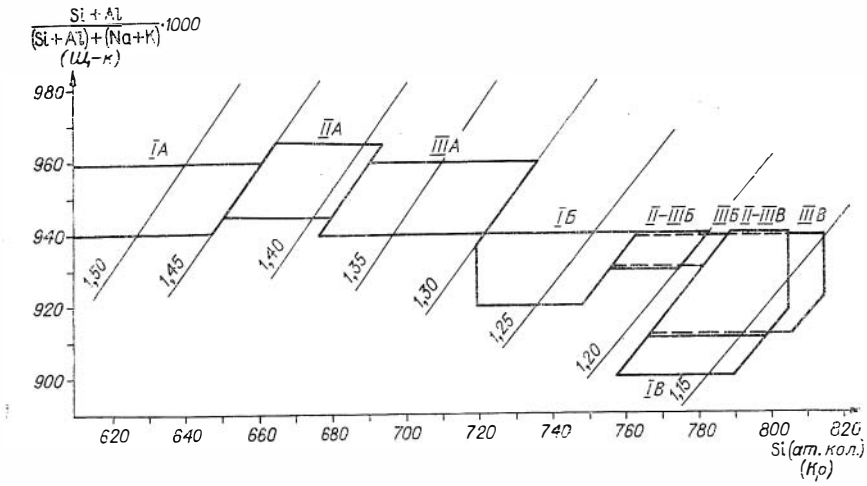



*Рис. 3.4.* Диаграмма петрохимических параметров пород никеленосных интрузий севера Сибирской платформы.

Контуры петрохимических параметров пород генетических рядов дифференцированных интрузий: I — Норильско-Талнахского, II- Нижнеталнахско-Черногорского, III — Нижнефокинско-Зубовского (*А* — пикритовые, *Б* — оливиновые, *В* — безоливиновые габбродолериты). 1,50—1,15 — линии равных значений степени основности пород.

первого характерен более щелочной состав дифференциатов как интрузивной, так и эффузивной фаций магматизма, а для второго — более известковистый (см. рис. 3.5).

Черты подобного сходства глубинной и внутрикамерной дифференциации имеют место при рассмотрении особенностей эффузивного и интрузивного магматизма в региональном плане, однако только в пределах южной окраины распространения базальтов (второй фазы) Хараелахско-Иконской (Хараелахский рудный узел) и Норильско-Вологочанской (Норильский рудный узел, Вологочанская мульда, центральная и южная части Норильского плато) структурно-фациальных подзон эволюция базальтов и схемы внутрикамерной дифференциации генетических рядов интрузий, расположенных в пределах этих структур, совпадают. Так, в пределах щелочных и известково-щелочных серий пород последовательно осуществляется эволюция расплавов базальтов второй фазы раннего этапа магматизма и интрузивов Норильско-Талнахского и Нижнеталнахско-Черногорского рядов дифференцированных интрузий. Более известковистый состав расплавов характерен для базальтов юга Норильского плато и дифференциатов Нижнефокинско-Зубовского генетического ряда интрузий. Наоборот, в районах с нечетко выраженной глубинной дифференциацией лав, в процессе эволюции которых кремнекислотность продуктов изменяется слабо, совпадение в петрохимическом отношении схем внутрикамерной дифференциации интрузий и глубинной дифференциации лав отсутствует. Эти наблюдения позволяют полагать, что районы распространения дифференциальной серии лав и дифференцированных интрузий с одинаковыми в петрохимическом отношении схемами глубинной и внутрикамерной дифференциации являются наиболее перспективными в отношении поисков рудоносных интрузий.

Сопоставляя средние составы траппов различных регионов (см. табл. 2.1), а также исходные составы генетических рядов дифференцированных трапповых интрузий (см. табл. 3.1; рис. 3.2), можно предположить, что их петрохимические особенности отражают глубину зарождения расплавов. Для доказательства этого положения следует рассмотреть возможный флюидный режим и поведение щелочей на относительных глубинах мантии Земли.

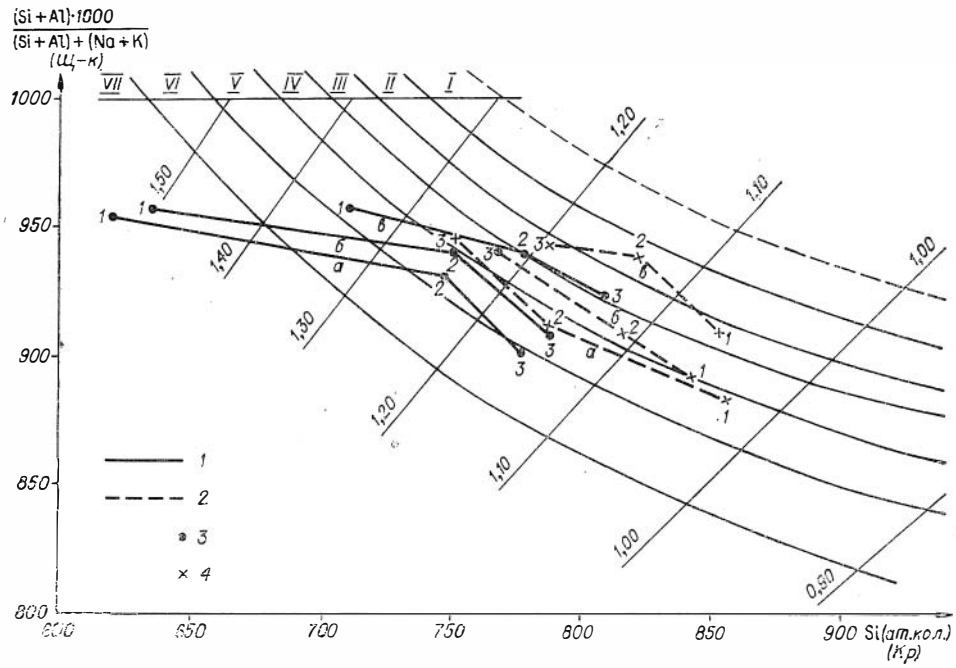



*Рис. 3.5.* Схемы эволюций лав раннего этапа магматизма (второй фазы) и внутрикамерной дифференциации интрузий Норильского района.

*1* — схемы дифференциаций интрузий: *а* — Верхнеталнахской, *б* — Норильск-I, *в* — Нижнефокинско-Зубовского генетического ряда; *2* — схемы эволюции лав: *а* — Талнахского рудного узла, *б* — Норильского рудного узла, *в* — центра и юга Норильского плато; *3* — петрохимические параметры: 1 — пикритовых, 2 — оливиновых, 3 — безоливиновых габбро-долеритов; *4* — петрохимические параметры лав: 1 — ивакинской, 2 — сыверминской, 3 — гудчихинской свит. I—VII — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистой, II — известковистой, III — известково-щелочной, IV — субизвестково-натриевой, V — слабощелочной, VI — щелочной, VII — сверхщелочной). 0,90—1,50 — линии равных значений степени основности пород.

Как показали исследования сухих систем плавкостей (Перчук, 1973), с возрастанием щелочности расплавов (базальтов) температура ликвидуса понижается в следующей последовательности: пикрит—оливиновый толеит — оливиновый базальт — щелочной базальт. В условиях повышения давления и щелочности расплавов содержание кремнезема в базальтах приведенного ряда понижается. Из приведенных примеров представляется возможным сформулировать следующий вывод: с возрастанием общего давления (глубинности) повышается щелочность базальтовых расплавов и понижается в них содержание кремнезема при одновременном возрастании калия к сумме щелочей (Перчук, 1973; Вилеиский, 1974а,б,в). Повышение щелочности в базальтах в равных $T$ — $P$-условиях коррелируется с возрастанием растворимости в них воды и других летучих компонентов, при одновременном в этом случае снижении кремнекислотности расплавов (Перчук, 1973; табл. 105). Однако изучение разнообразных глубинных минеральных парагенезисов показало, что $T$ — $P$-условия их образования в значительной мере зависят от флюидного режима Земли (Перчук, 1973). Так, рассмотрение условий выплавления базальтовых расплавов (состава оливиновых толеитов) при соотношении $P_S > P_{H_2O}$ и $P_{H_2O} < 4000$ бар показало, что в низкотемпературной области $P_{H_2O} = P_S$. В этом случае до $P_S = P_{H_2O} = 4$ кбар растворимость воды с ростом температуры снижается. Дальнейшее возрастание литостатического давления приводит к дегидратации базальтов при постоянной температуре. Влияние последней на растворимость воды в базальте зависит от литостатического давления. Выявлено, что в интервале $P_S$=4—7 кбар растворимость воды в базальте возрастает с ростом температуры.

Дальнейшее возрастание давления ($P_S > 7$ кбар) осуществляется при возрастании температуры и уменьшении растворимости воды в базальтах (Перчук, 1973).

Рассмотрение температур ликвидусов и солидусов оливинового толеита, высокоглиноземистого базальта и щелочного оливинового базальта при $P_{H_2O}$ порядка 2000 кбар также показало, что наиболее низкой температурой ликвидуса на глубине примерно 60 км обладает щелочной базальт, а затем следует высокоглиноземистый базальт и оливиновый толеит (Перчук, 1973). Кроме воды из других летучих большое влияние на температуру ликвидуса базальтов и порядок кристаллизации минералов оказывает фугитивность кислорода. Снижение $f_{O_2}$ приводит при одинаковых значениях $P_{H_2O}$ к понижению температуры ликвидуса, причем более значительно в глиноземистых базальтах. Отсюда следует полагать, что ликвидусы обычных базальтов должны больше зависеть от изменения $f_{O_2}$, чем базальты повышенной щелочности. Поэтому понижение $f_{O_2}$ способствует образованию пород повышенной железистости и кремнекислотности (Перчук, 1973), к которым относятся преобладающие разновидности траппов Сибирской платформы. Кроме того, они являются, очевидно, производными относительно наименее глубинных, бедных летучими, выплавок. К этой категории траппов, по всей вероятности, относятся породы, степень основности которых составляет менее 1,16. Здесь следует отметить, что температура ликвидуса этих базальтов возрастает с понижением щелочности (см. табл. 2.1, ан. 3, 7, 8, 11) и, очевидно, глубинности зарождения расплавов. Более глубинными производными мантийных выплавок являются базальты, степень основности которых превышает 1,16, причем глубина зарождения расплавов возрастает с увеличением щелочности и степени основности при возрастании отношения калия к сумме щелочей (см. табл. 2.1, ан. 4, 6, 9, 10). Подобной закономерности, очевидно, отвечают выделенные генетические ряды дифференцированных траппових интрузий (см. табл. 3.1, 3.2; рис. 3.2, 3.3). Наиболее глубинными с вероятно невысокой температурой ликвидуса являются сопровождаемые флюидами расплавы, за счет которых образовались интрузии Норильско-Талнахского генетического ряда. Менее глубинными и более высокотемпературными исходными расплавами последовательно были их производные: интрузии Нижнеталнахско-Черногорского, Нижнефокинско-Зубовского и Горстроевского генетических рядов. Наименее глубинными и относительно наиболее низкотемпературными, очевидно, были расплавы, за счет которых формировались интрузии Аламджахско-Накохозского генетического ряда.

Таким образом, изучение процессов внутрикамерной дифференциации, наряду с глубинной, дает основание полагать, что магнезиальность рудоносных интрузий повышена вследствие образования сульфидных расплавов за счет взаимодействия компонентов флюидов (F, B, S) с петрогенными компонентами магмы. Главная же роль в процессе гравитации принадлежит исходному составу магмы, зависящему в процессе расслоения от сродства тех или иных металлов к сере или кислороду. Выявлено, что рудоносные интрузии формируются при фракционной кристаллизации в условиях постоянно возрастающего парциального давления кислорода.

Учитывая, что степень рудоносности зависит не только от состава исходного расплава, но и от петрохимических особенностей наиболее ультраосновных дифференциатов, в координатах щелочность — кремнекислотность выделено пять генетических рядов дифференцированных интрузий, из которых наиболее рудоносен Норильско-Талнахский. Петрохимические параметры отдельных дифференциатов наиболее рудоносных интрузий резко отличны от слаборудоносных, а тем более безрудных вообще.

Одной из особенностей магматизма Норильского района, присущей исключительно для площадей распространения никеленосных интрузий,

является совпадение схем глубинной эволюции лав раннего этапа магматизма (второй фазы) и внутрикамерной дифференциации выделенных генетических рядов интрузий.

### 3.2. О ПОИСКОВОМ ЗНАЧЕНИИ БРЕКЧИЙ, БРЕКЧИЕВИДНЫХ ПОРОД, АПОФИЗ И ФЛАНГОВЫХ ОТВЕТВЛЕНИЙ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ НИКЕЛЕНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ

В последнее время в литературе все больше внимания уделяется брекчиям и брекчиевидным породам, распространенным вокруг рудоносных гипабиссальных интрузий разных типов. Повышенный интерес к ним вызывается в первую очередь тесной пространственной и генетической связью брекчиевых пород и руд.

Среди брекчиевых пород, сопровождающих никеленосные интрузии Норильского района, наиболее отчетливо выделяются: а) эксплозивные брекчии фронтальных зон рудоносных интрузий; б) «туфовидные» брекчии краевых и апикальных зон рудоносных интрузий; в) эруптивные брекчии; г) жилы и дайки эруптивных брекчий. Основное различие между эруптивными и эксплозивными брекчиями заключается в составе цемента, для эруптивных брекчий это интрузивный материал, для эксплозивных — метасоматические породы и руды.

Эксплозивные брекчии фронтальных зон рудоносных интрузий изучены на примере Северо-западной и Хараелахской ветвей Октябрьского месторождения, где они образуют сложнопостроенный горизонт прихотливой, непостоянной морфологии с резко колеблющимися мощностями. Контур распространения брекчий в плане почти полностью совпадает с конфигурацией фронтальной зоны интрузива. Большая часть брекчиевых пород развита в кровле интрузии и характеризуется постоянной пространственной связью с нею. В бортах интрузива маломощные тела эксплозивных брекчий ассоциируют с инъекциями-апофизами интрузива. По мере удаления от основного тела интрузии брекчирование обычно не выходит за пределы ореола метасоматически измененных пород более чем на 400—500 м. Мощность эксплозивных брекчий меняется на расстоянии 100—200 м от 120—150 до 20—40 м; иногда брекчии, быстро выклиниваясь, полностью исчезают.

Брекчиевые породы имеют разнообразный состав и строение, но в основном это в различной степени метасоматически измененные брекчии и автобрекчии, состоящие из обломков вмещающих пород, витродолеритов, сцементированных мелкообломочным материалом того же состава и продуктами постмагматических изменений. В обломках преобладают тонкозернистые (до стекловатых) породы долеритового облика, перемежающиеся с обломками более крупнозернистых долеритов, роговиков, глинистых сланцев, ангидритовых пород, мергелей. Интрузивные обломки представлены в основном витродолеритами, в равной степени переработанными метасоматическими процессами. Наличие стекловатых разностей в брекчиевом горизонте дало основание объяснить их генезис высокотемпературным вторичным плавлением габбро-долеритов с образованием «псевдобрекчий псевдотахилитов» (Золотухин, Васильев, 1969).

Основными структурами, контролирующими размещение брекчиевых пород, являются фронтальные расщепленные части интрузива, когда основной массив разветвляется на многочисленные языки.

Петрографическое и петрохимическое изучение магматических обломков брекчии показывает их сходный состав с основным типом габбро-долеритов.

Особый интерес для понимания генетической природы брекчиевых пород, связанных с формированием рудоносных интрузивов, представля-

ют «туфовидные» брекчии, располагающиеся в краевых и апикальных частях интрузивов. Повышенный интерес к этим брекчиям вызывается тем, что в современном срезе они могут выходить на дневную поверхность. Генетическая принадлежность этих брекчий к никеленосным массивам в настоящее время не вызывает сомнений (Петрология и перспективы..., 1978).

Туфовидные брекчии представляют собой плотно сцементированную породу мелкообломочного строения. Среди обломочного материала преобладают крупные обломки стекла черного, зеленого, бурого цвета, со светлой оторочкой закаливания и каемкой из пылеватых частиц магнетита, пирротина. Ксеногенный материал представлен алевролитами, аргиллитами, песчаниками, среди которых и локализованы рассматриваемые брекчии.

Цемент буроватого и черного цвета представлен стекловатой массой того же состава, что и большинство обломков, зачастую пропитан пирротином, магнетитом. Контакт «туфовидных» брекчий с вмещающими породами активный, рвущий, песчаники и алевролиты на контакте раздроблены, метаморфизованы, пропитаны сульфидами. Брекчии часто разветвляются. Контакты этих апофиз мощностью по 2—3 м также активные, с признаками мобилизации песчаного материала вмещающих пород.

Пространственное положение «туфовидных» брекчий указывает на явно «закрытый» характер их образования и связывается с выклиниванием Восточной ветви Талнахского интрузива (Немененок, 1971).

Автомагматические интрузивные и эруптивные брекчии состоят из обломков той же изверженной породы, что и цемент, или же сложены обломками вмещающих пород, сцементированных интрузивным материалом. Максимальное развитие эруптивные брекчии получили в кровле рудоносных интрузий, а также встречены в виде многочисленных даек и апофиз, которые являются важнейшим поисковым признаком.

Цементом брекчии служит контаминированный интрузивный материал разнообразного состава и структуры. Это мелкозернистые габбро-долериты, гибридно-метасоматические породы, лейкократовое габбро, габбро-диориты.

Характерный признак Норильских рудоносных интрузий — наличие многочисленных ответвлений (апофиз), рассматриваемых в качестве прямых поисковых признаков рудоносных интрузий.

Наиболее четкие пластовые и особенно дайкообразные апофизы имеет интрузия Норильск-II. Они были отмечены еще в 1936 г. Б. Н. Рожковым. Поисковое значение им придал Г. Д. Маслов (1963), рассматривавший их как «сигнальные дайки», «рога», «уши» от дифференцированной интрузии. Позднее в результате поисково-съемочных и разведочных работ апофизы были выявлены по северному борту Черногорской интрузии, у крутого западного борта Норильск-I, и в последние годы пластообразные и дайкообразные ответвления установлены в связи с Талнахской интрузией.

Среди фланговых ответвлений немаловажную роль имеют дайки эруптивных брекчий (Петрология и перспективы..., 1978). Обломочный материал этих брекчий представлен песчаниками, углистыми сланцами, гравелитами, долеритами, габбро. Цемент — гибридные породы и оливинсодержащие миндалекаменные микродолериты. Интересно, что постепенно исчезают обломки по восстанию, где дайка часто переходит в обычный микродолерит по петрохимическим параметрам, соответствующим оливиновым габбро-долеритам.

Дайки эруптивных брекчий известны в районе интрузии Норильск-II, на горе Пик, в среднем течении руч. Сондра и в других местах Норильского района.

Секущие дайки, в том числе и дайки эруптивных брекчий, развиты во всех рудоносных интрузиях. Углы падения даек различные (от 15—30 до 80—90°), мощность обычно не превышает 3—5 м. Зачастую эруптивные

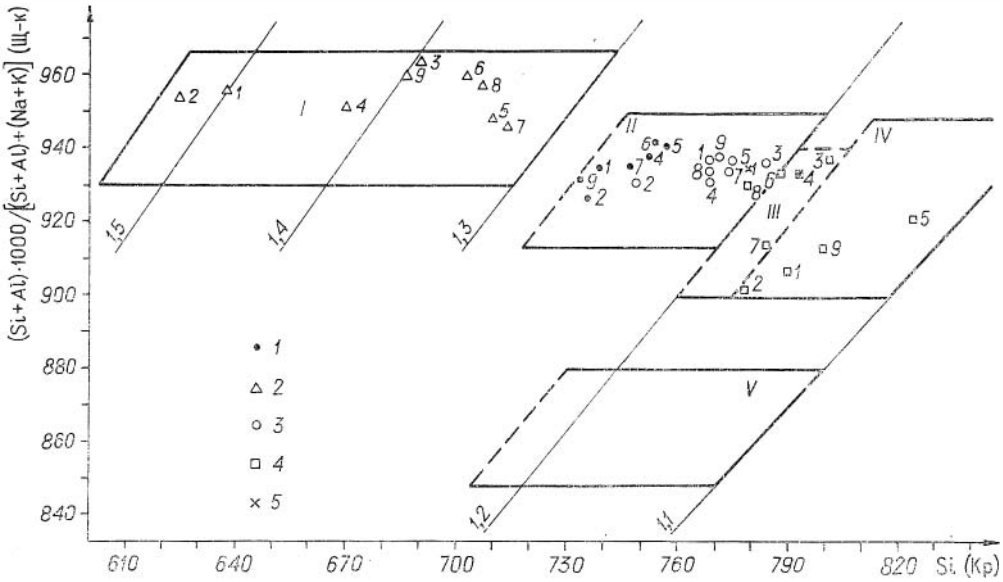



*Рис. 3.6.* Петрохимические параметры апофиз никеленосных интрузий Норильского района.

Петрохимические параметры никеленосных интрузий: *1* — средневзвешенных составов интрузий; *2* — пикритовых; *3* — оливиновых; *4* — безоливиновых габбро-долеритов; *5* — габбро. I—V — контуры петрохимических параметров пород из апофиз и фланговых ответвлений никеленосных интрузий (I — пикритовых, II — оливиновых, III — оливинсодержащих габбро-долеритов) и недифференцированных интрузий (IV — оливиновых и оливинсодержащих, V — субщелочных габбро-долеритов). Цифры на рисунке — дифференцированные интрузии: 1 — Норильск-I, 2 — Верхнеталнахская, 3 — Норильск-II, 4 — Черногорская, 5 — Зуб, 6 — Имангдинская, 7 — Пясинско-Вологочанская 8 — Моронговская, 9 — Нижнеталнахская. 1,10—1,50 — линии равных значений степени основности.

брекчии ассоциируют с крутосекущими телами долеритов и габбро-долеритов. В этом случае при переходе дайки в эруптивные брекчии мощность последних возрастает в 3—5 раз.

С целью установления генетической принадлежности «туфовидных» брекчий к рудоносным интрузиям химическому анализу были подвергнуты монофракции вулканических стекол, витродолериты эксплозивных брекчий фронтальных зон рудоносных интрузий, а также породы из даек и апофиз никеленосных интрузий. Результаты петрохимических пересчетов этих анализов показаны на рис. 3.6, где для сравнения нанесены параметры средневзвешенных составов никеленосных интрузий и их отдельных дифференциатов. Здесь же приведены подобные значения для вулканических стекол из туфов различных типов палеовулканов.

Как видно из приведенных данных (см. рис. 3.6), петрохимические параметры разбираемых пород совпадают с фигуративным составом рудоносных интрузий, их отдельных дифференциатов или отдельных ветвей (см. рис. 3.6). При этом особенно важно резкое петрохимическое отличие эксплозивных брекчий, сопровождающих никеленосные интрузии, от продуктов субщелочных трубок взрыва ранней фазы траппового магматизма. Последние получили максимальное развитие в пределах известных рудно-магматических узлов и по геологическим признакам не всегда отличаются от эксплозивных брекчий, приуроченных к рудоносным интрузиям.

Отличительной петрохимической особенностью фланговых ответвлений и эксплозивных брекчий никеленосных интрузий является отчетливо выраженная специализация исходных расплавов. Из диаграммы видно (см. рис. 3.6), что дайки и эксплозивные брекчии, сопровождающие никеленосные интрузии, имеют более основной состав и являются переходны-

ми от основных к ультраосновным щелочным породам. С одной стороны, они несут все черты химизма трапповых интрузий, а с другой— по этим петрохимическим параметрам сходны с производными ультраосновных магм.

По сравнению с другими эксплозивными образованиями брекчии и апофизы никеленосных интрузий несколько недосыщены кремнеземом и щелочами при относительно повышенном отношении калия к натрию ($n = 76{,}2$) и содержат избыток магния при низком содержании титана. Средний состав стекол из туфовидных брекчий по петрохимическим параметрам соответствует такситовым габбро-долеритам. Учитывая приуроченность этих брекчий к выклиниванию интрузии, а также петрохимическую связь с такситовыми габбро-долеритами, следует полагать, что они образовались в момент окончательной консолидации массива, соответствующей процессу такситизации горизонта пикритовых габбро-долеритов. Кроме того, следует учесть, что процесс такситизации протекал на конечных этапах становления интрузива при весьма активной роли летучих (Золотухин, 1964а), что способствовало в условиях полуоткрытой системы взрывным явлениям.

Из приведенного следует, что образование туфовидных брекчиевых пород краевых и апикальных зон рудоносных интрузий с петрохимической точки зрения надо считать близко одновременным с моментом окончательной консолидации интрузива и в тесной связи с процессами такситизации и оруденения.

Таким образом, туфовидные брекчии, приуроченные к фронтальной зоне и краевым ответвлениям никеленосных интрузий, по петрохимическим параметрам соответствуют среднему составу рудоносных интрузий или их отдельным дифференциатам, и их генетическая связь во времени и пространстве не вызывает сомнений.

Апофизы и фланговые ответвления никеленосных интрузий представлены породами, соответствующими по петрохимическим параметрам дифференциатам никеленосных интрузий, что может быть с успехом использовано для поисковых работ. Как показали исследования, отдельные дифференциаты рудоносных интрузий и соответствующие им апофизы и фланговые ответвления характеризуются следующими петрохимическими параметрами: 1) пикритовые габбро-долериты: а) щелочность-кислотность — 930—960; б) кремнекислотность — 620—720; в) степень основности — 1,31—1,58; 2) оливиновые габбро-долериты соответственно (а—в): 915—945, 720—780, 1,19—1,30; 3) оливинсодержащие габбро-долериты соответственно (а—в): 900—940, 770—800, 1,16—1,20; 4) габбро соответственно (а—в); 910—940, 750—800, 1,15—1,25.

Как видно из приведенных значений (см. рис. 3.6), фигуративные точки средних составов отдельных дифференциатов никеленосных интрузий, так же как и соответствующие им апофизы или фланговые ответвления, образуют обособленные поля, не перекрывающиеся с соответствующими породами недифференцированных и слабодифференцированных интрузий. Установлена при этом закономерность: в поле распространения горизонта безоливиновых габбро-долеритов никеленосных интрузий распространяются фигуративные точки оливиновых долеритов недифференцированных и слабодифференцированных интрузий, которые не перекрываются с точками составов оливиновых габбро-долеритов рудоносных интрузий или оливиновых габбро-долеритов апофиз и фланговых ответвлений. Незначительное перекрытие свойственно лишь горизонту оливинсодержащих габбро-долеритов и габбро, в поле распространения которых попадают оливиновые долериты недифференцированных интрузий, хотя большинство недифференцированных интрузий имеет повышенную кремнекислотность.

Таким образом, предлагаемые нами петрохимические параметры вполне могут быть использованы для выявления апофиз, фланговых ответвлений и туфовидных брекчий, сопровождающих никеленосные интрузии.

## 3.3. ВОПРОСЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ НА ПРИМЕРЕ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Элементы морфологической зональности интрузий Норильского района неоднократно обсуждались в литературе (Иванкин и др., 1971; Суханова, 1971), при этом особое внимание уделялось закономерностям распределения руд в отдельных рудных полях (Дистлер и др., 1975). Однако вопросам горизонтальной зональности рудоносных интрузивов до сих пор не уделялось достаточного внимания.

В настоящее время выявлено несколько ветвей Талнахского рудоносного интрузива, расположенных в разных структурно-стратиграфических этажах: Юго-западная и Северо-восточная, залегающие в породах тунгусской серии, Северо-западная и Хараелахская — на границе мантуровской и разведочнинской свит среднего и нижнего девона и Нижнеталнахская — в отложениях нижнего девона. Считая ветви одного структурного этажа едиными, разобщенными во фронтальных частях телами, представляется возможным объединить Северо-восточную и Юго-западную ветви под названием Восточной, а Северо-западную и Хараелахскую — под названием Западной по месту локализации их относительно Норильско-Хараелахского разлома (рис. 3.7). Эти тела полого погружаются в более низкие стратиграфические горизонты в пределах одного структурного этажа. По мнению некоторых исследователей (Кравцов, 1973), они радиально сближаются друг с другом по направлению к центру Хараелахской мульды и сливаются, продолжая общее пологое на север погружение. Однако, судя по тому, что каждая из этих ветвей испытывает практически полное развитие процессов дифференциации и рудоотложения при очень пологом погружении, не выходя за пределы одного структурно-стратиграфического этажа, можно предположить, что зарождение их вызвано переходом от крутонаклонного к пологовосстающему движению магматической колонны, достигшей в силу своих динамических способностей определенного стратиграфического горизонта. Отстающие части магматического потока, постепенно теряющие свои энергетические запасы, прокладывали пути движения на более низких стратиграфических уровнях. Отсюда следует полагать, что раньше всех образовалась Восточная ветвь интрузива, затем Западная и относительно молодой является Нижнеталнахская. Такому выводу не противоречит общий комплекс геолого-тектонических условий залегания Талнахского интрузива.

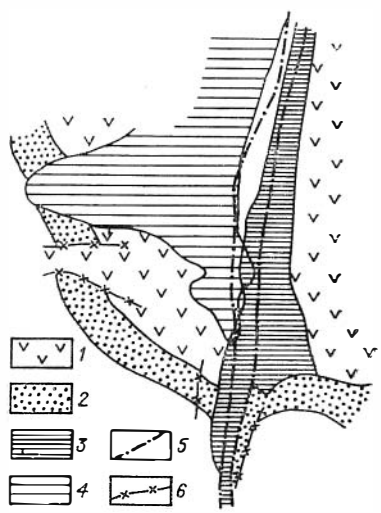



*Рис. 3.7.* Схема расположения верхних ветвей Талнахского интрузива.

*1* — туфолавовая толща; *2* — отложения тунгусской серии; *3*, *4* — ветви Талнахского интрузива (*3* — Восточная, *4* — Западная); *5* — зона Норильско-Хараелахского разлома; *6* — дизъюнктивные нарушения.

Восточная ветвь, лежащая в самых верхних стратиграфических горизонтах, имеющая наибольшую протяженность, прошедшая наиболее длительный путь развития, несет информацию о фронтальной части флюидно-магматической колонны, Западная — центральной и Нижняя — тыловой. Это находит подтверждение в эволюции составов и строения последовательно сформировавшихся интрузивных тел (табл. 3.4). Средневзвешенный состав Восточного тела характеризуется относительно повышенной кремнекислотностью и щелочностью при повышенном содержании натрия. Западная

Таблица 3.4

**Средневзвешенный состав ветвей Талнахского интрузива**

| Компоненты | Восточная ветвь (36 ан.) | Западная ветвь (53 ан.) | Нижнеталнахская ветвь (38 ан.) |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 44,70 | 43.82 | 44.35 |
| $TiO_2$ | 0.94 | 0.84 | 0,70 |
| $Al_2O_3$ | 14.01 | 14.14 | 13,12 |
| $Fe_2O_3$ | 3.53 | 3.79 | 2,70 |
| FeO | 8.75 | 9.08 | 8,47 |
| MgO | 9,74 | 11.87 | 14.55 |
| MnO | 0.21 | 0.19 | 0,27 |
| CaO | 10,70 | 9.27 | 9.72 |
| $Na_2O$ | 2.11 | 1.88 | 1,35 |
| $K_2O$ | 0.95 | 0.76 | 0.83 |
| $P_2O_5$ | 0.07 | 0.10 | 0,02 |
| $Cr_2O_3$ | 0.17 | 0.12 | 0.11 |
| П. п. п. | 3.31 | 3.67 | 3,82 |
| Щ-к | 919 | 928 | 943 |
| Кр | 744 | 729 | 738 |
| С. о. | 1.23 | 1.27 | 1,28 |

Примечание. Щ-к—щелочность-кислотность, Кр — кремнекислотность, С. о. — степень основности.

ветвь имеет промежуточный состав между Восточной и Нижнеталнахской, отличающейся наибольшей основностью и повышенным отношением калия к сумме щелочей. В такой же последовательности увеличивается магнезиальность пород. Следует отметить, что в Восточной ветви породы верхнего лейкократового горизонта составляют больший объем, чем в Западной, а доля оливиновых и пикритовых габбро-долеритов выше в последней. Причем в верхнем горизонте Западной ветви преобладают породы относительно основного состава.

Внутреннее строение интрузивных ветвей, залегающих в разных стратиграфических горизонтах, существенно различно. Наиболее четкая расслоенность, выдержанность горизонтов и постоянство их составов наблюдаются в Восточной ветви. Западная ветвь характеризуется частыми отклонениями от нормальной схемы дифференциации, большой зависимостью от местных условий кристаллизации, слабой коррелируемостью мощностей оливиновых и пикритовых габбро-долеритов. Нижняя ветвь отличается нечетко выраженной дифференциацией. В ее разрезе обогащенные оливином породы не образуют строго обособленного слоя, а такситовый горизонт не имеет своеобразного облика и часто отсутствует вовсе. Следует подчеркнуть, что насыщенность расплава летучими способствовала более длительному восстающему движению магмы и обеспечивала возможность ее более полной дифференциации.

Изучение оливинов, характеризующих ветви Талнахского интрузива в пределах «осевых» горизонтов — пикритовых и оливиновых габбро-долеритов, показывает, на первый взгляд, большое сходство их составов (рис. 3.8). Однако колебания железистости этого минерала имеют определенные закономерности, подтверждающие изложенные выше представления о формировании Талнахского интрузива. Оливины ветвей верхнего структурно-стратиграфического этажа в среднем более железистые (8—33 Fa), чем оливины интрузивных тел нижних стратиграфических горизонтов (8—26 Fa). Причем в первом случае в каждом горизонте они отличаются большими колебаниями состава. В оливиновых габбро-долеритах Восточной ветви он изменяется от 13 до 34 Fa, в Западной — от 11 до 26 Fa, а в пикритовых габбро-долеритах соответственно от 7 до 33 Fa и от 8 до 26 Fa. Очевидно, эти факты являются результатом различной степени внутрикамерной дифференциации интрузивных тел.

Вариационные кривые (см. рис. 3.8), отражающие изменение средних составов оливина в оливиновых и пикритовых габбро-долеритах в пределах интрузивных ветвей, почти монотонны. Однако показательны закономерные отклонения крайних значений железистости оливина по простиранию интрузий, что позволяет судить об эволюции расплава и изменении характера дифференциации в направлении горизонтального поступательного движения магмы. Так, например, ослабление дифференциации в северных частях месторождения выразилось в сближении составов оливинов разных горизонтов. Они становятся более железистыми в пикритовых и более магнезиальными в оливиновых габбро-долеритах

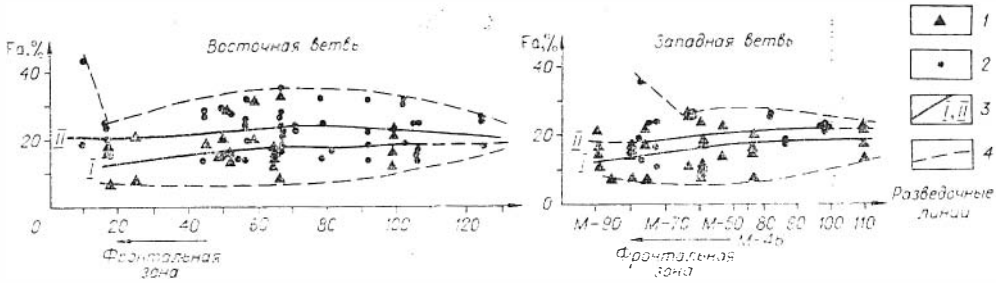



*Рис. 3.8.* Изменения железистости оливина по простиранию ветвей Талнахского интрузива.

Состав оливинов: *1* — пикритовых габбро-долеритов, *2* — оливиновых габбро-долеритов; *3* — вариационные кривые средних составов оливинов: I — горизонта пикритовых габбро-долеритов, II — горизонта оливиновых габбро-долеритов; *4* — пределы колебания железистости оливинов по простиранию ветвей.

(см. рис. 3.8). В центральных, четко стратифицированных, зонах массивов оливины обнаруживают наибольшие колебания железа и в каждом горизонте отличаются пестротой состава (8—33 Fa в пикритовом и 13—34 Fa в оливиновом), что свидетельствует о незавершенности процессов дифференциации. Наиболее полно они развиты в прифронтальных зонах. Очевидно, в результате гравитационной отсадки по вертикали и отставания тяжелой фракции в процессе поступательного движения магма заканчивала свой путь в практически расслоенном состоянии. Поэтому оливины сравниваемых горизонтов имеют вполне определенные составы, почти не перекрывающие друг друга (7—17 Fa в пикритовом и 16—24 Fa в оливиновом). Следует заметить при этом, что во фронтальных зонах всех ответвлений интрузива отмечаются оливины экстремального состава, где железистость их в оливиновых габбро-долеритах достигает 42 Fa (см. рис. 3.8). Эти явления пока трудно объяснимы, однако, несомненно, характеризуют внезапные изменения условий кристаллизации расплава, возможно вызванные эксплозивными процессами, на что указывает локализация во фронтальных зонах взрывных брекчий.

Петрохимические особенности пород, подобно оливинам, отражают характер выявленной нами горизонтальной зональности, а также особенности формирования ветвей Талнахского интрузива. Так, например, интрузивные ветви верхнего структурного этажа имеют в среднем более низкую степень основности, чем породы ветвей нижнего структурного этажа (см. табл. 3.4). Кроме того, Юго-западная и Северо-восточная ветви имеют более различающиеся значения средней основности пикритового и оливинового горизонтов (1,22 и 1,63), чем Хараелахская и Северо-восточная ветви (1,26 и 1,60). Это еще раз свидетельствует о более глубокой дифференцированности верхних ветвей Талнахского интрузива.

Степень основности пород отдельных горизонтов понижается как во фронтальных, так и в тыловых зонах (рис. 3.9). Причины этих явлений отражают результаты противоположных процессов. Во фронтальных зонах снижение основности происходило вследствие глубоко прошедшей дифференциации, в условиях понижения температуры, высокой активности щелочей и летучих компонентов, приведших к накоплению более кремнекислых продуктов кристаллизации расплава. Во втором случае относительное понижение основности пород вызвано усреднением состава каждого горизонта за счет слабо проявленной дифференциации расплава. Причем более существенно понижена основность пикритовых габбро-долеритов.

Таким образом, изучение горизонтальной зональности позволило выявить особенности строения и состава тыловых, центральных и фронтальных зон рудоносного массива, а также проследить процессы, контролирующие эволюцию расплава в общем объеме магматической колонны

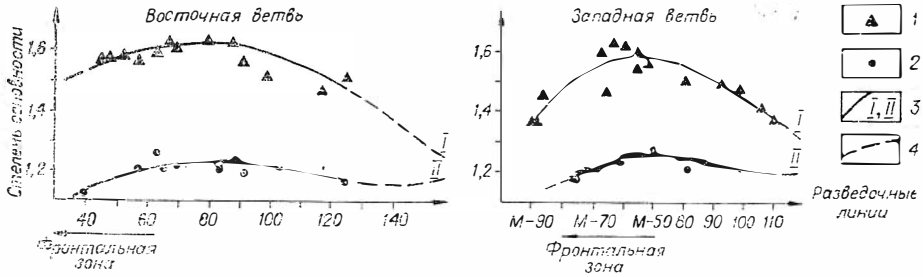



*Рис. 3.9.* Изменение степени основности пород по простиранию ветвей Талнахского интрузива.

Значения степени основности пород: *1* — пикритовых габбро-долеритов, *2* — оливиновых габбро-долеритов; *3* — вариационные кривые изменения степени основности горизонтов пикритовых (I) и оливиновых (II) габбро-долеритов; *4* — предполагаемое изменение основности горизонтов в прикорневых зонах.

по мере ее поступательного движения в различные стратиграфические горизонты вмещающих интрузию пород.

Проведенные исследования позволяют полагать, что подводящий канал Талнахского интрузива в целом расположен в северной части месторождения, где наиболее вероятно и выявление других ветвей рудоносного массива.

## 3.4. ТАКСИТОВЫЕ ПОРОДЫ И ГАББРО КАК ВАЖНЕЙШИЙ КРИТЕРИЙ РУДОНОСНОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Такситовые габбро-долериты и габбро норильских рудоносных интрузивов уже давно привлекают внимание геологов и неоднократно описывались в литературе (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; Коровяков и др., 1963; Золотухин, 1964а; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976; и др.). Причинами этого являются необычные морфологические особенности этих пород, наметившиеся закономерности локализации, особенности их химизма, связь богатого вкрапленного и шлирового сульфидного оруденения с этими породами и, наконец, противоречивые вопросы их генезиса. Кратко остановимся на перечисленных моментах, напомнив, что подобные же породы помимо Норильского района распространены также в ряде дифференцированных рудоносных траппових интрузивов бассейна р. Курейки, восточного борта Тунгусской синеклизы (Виленский и др., 1964; Мащак и др., 1966; Виленский 1967; Золотухин, Васильев, 1967), а также в некоторых мощных дайках протерозойских рудоносных траппов Анабарского щита (Мащак, 1969).

Для облика такситовых габбро-долеритов наиболее характерны их относительная лейкократовость и присутствие в них ярко выраженной атакситовой текстуры за счет неравномерного распределения салических и фемических минералов, а также чередования мелко- и крупнозернистых участков в породе. Отсутствие этой неравномерности распределения минералов при общей сохранности лейкократового характера породы и средне- до крупнозернистой ее структуры свойственно габбро. Между такситовыми и равномернозернистыми разновидностями пород (габбро и «талнахитами») имеются все структурные и пространственные переходы. Поскольку в такситовых габбро-долеритах преобладают микро- и макроучастки с габбровой структурой, то возникновение габбро можно представить себе как результат постепенного разрастания и объединения этих мелких участков в монолитную породу с такой структурой за счет поглощения участков с другими структурами (офитовой, пойкилоофитовой, призматически-офитовой, панидиоморфнозернистой, грануляционной и

др.). Минералогически такситовые и равномернозернистые породы (габбро и «талнахиты») обычно представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном, ортопироксеном с широкими вариациями как их количества, так и состава самих минералов.

В породах может быть до 10% и более рудных минералов (магнетит, хромшпинелиды, сульфиды). Колебания составов нерудных минералов в такситовых габбро-долеритах охватывают обычно интервал для таковых в породах всей расслоенной серии той или иной дифференцированной интрузии (Годлевский, 1959; Золотухин, 1964а; Золотухин и др., 1975). Для такситовых пород характерно присутствие оливина в виде как идиоморфных зерен и ойкокристаллов, так и отдельных мелких изометричных зерен, а также изометричных и вытянутых их скоплений, очень напоминающих гранулированные формы более крупных зерен. Это наименьшие по размеру зерна пород, составляющие обычно десятые доли миллиметра в диаметре. Наибольшие по размеру зерна этих пород обычно представлены столбчатыми субидиоморфными зернами клинопироксена, достигающими первых сантиметров в длину, и ойкокристаллами клинопироксена и оливина (первые миллиметры в диаметре). Размеры зерен плагиоклаза в длину колеблются в пределах от десятых долей до первых миллиметров в такситовых породах и в пределах первых миллиметров — в габбро и «талнахитах» (Золотухин и др., 1975).

Как было выяснено в Норильском районе, нижние такситовые породы в разрезе дифференцированных интрузий располагаются в основном между контактовыми и пикритовыми габбро-долеритами. В верхней части разреза между верхними контактовыми габбро-долеритами и породами верхней части расслоенной серии часто располагаются линзовидные и пластинообразные тела верхних такситовых габбро-долеритов и габбро. Габбро (в том числе оливиновое) может располагаться и в нижней части разреза (интрузии Талнахская и Норильск-I), где наблюдались и «талнахиты» как разновидность тоже пегматоидных пород (Золотухин, Рябов, 1970). В части разрезов интрузии Норильск-II наблюдается чрезвычайно интересное слияние верхних и нижних такситовых габбро-долеритов на всю ее мощность с отдельными реликтами горизонтов основной трехчленной расслоенной серии (Роговер, 1959; Золотухин, Васильев, 1967). Положение такситовых пород, тяготеющих к нижнему контакту, имеет место в ряде дифференцированных интрузий бассейна р. Курейки (Второго порога, руч. Рудного, Нижнего-I и II и др.), северо-восточного борта Тунгусской синеклизы (Верхнекунтыкахская, Маймечинская, Велингна и др.). Вдоль контактов такситовые породы наблюдались также в протерозойских трапповых дифференцированных дайках Анабарского щита (Харапская, Будьурхайская). Менее определенное положение горизонтов такситовых пород известно в Нижнимской интрузии (восточный борт Тунгусской синеклизы), а также в Кулюмбинской и в некоторых слабодифференцированных интрузивах р. Курейки (Озерная, Джалтул и др.), иногда в брекчированных дайках Анабарского щита. Вероятно, это сеть трещин, унаследованных такситовыми породами, иногда почти на всю мощность интрузий долеритов или габбро-долеритов.

Важно отметить редкие, но достоверные наблюдавшиеся выходы такситовых пород, а также габбро за пределы содержащих их интрузивов (на примере Норильск-I, Талнахского и даек Анабара). Взаимоотношения такситовых пород с контактовыми, пикритовыми и другими габбро-долеритами расслоенной серии интрузий повсеместно не оставляют сомнений, что первые являются наиболее молодыми образованиями по сравнению со вторыми. Тем не менее сравнительные определения возраста такситовых габбро-долеритов и пород расслоенной серии калий-аргоновым методом не дают возможности оценить этот разрыв, ибо он находится в пределах точности метода (Фирсов и др., 1972). Обращает на себя внимание проявление иногда четкого ореола струйчато-лейкократизирован-

Сопоставление средних химических составов нижних такситовых горизонтов

| № п/п | Интрузия | | Колич. анализов | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | $Cr_2O_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Верхнеталнахская Юго-западная ветвь | Гт | 11 | 42.34 | 0,68 | 14,98 | 5,05 | 0,02 |
| | | Ги | 47 | 44.37 | 0,90 | 14,47 | 4,71 | 0,20 |
| 2 | Северо-восточная ветвь | Гт | 9 | 1,55 | 0,94 | 14,27 | 6,77 | 0,03 |
| | | Ги | 48 | 43,43 | 1,09 | 14,16 | 4,04 | 0,11 |
| 3 | Северо-западная ветвь | Гт | 14 | 41.64 | 0,95 | 14,76 | 4,38 | 0,04 |
| | | Ги | 61 | 43,96 | 0,90 | 13.46 | 4,02 | 0,07 |
| 4 | Интрузия в целом | Гт | 34 | 41,85 | 0,86 | 14,70 | 5,22 | 0,03 |
| | | Ги | 156 | 43,95 | 0,95 | 14.03 | 4.23 | 0,13 |
| 5 | Норильск-I | Гт | 15 | 43,72 | 0.79 | 15,92 | 8,83 | 0,06 |
| | | Ги | 54 | 44,96 | 0,71 | 14,81 | 4.51 | 0,44 |
| 6 | Горы Зуб | Гт | 2 | 41,77 | 0,76 | 14.94 | 5,57 | 0,13 |
| | | Ги | 30 | 45,89 | 0.86 | 15.52 | 3,53 | 0,06 |
| 7 | Норильск-II | Гт | 7 | 42,96 | 0,89 | 15,27 | 3,90 | 0,50 |
| | | Ги | 44 | 46,01 | 1,23 | 15,01 | 3,26 | 0,18 |
| 8 | Горы Черной | Гт | 2 | 46,43 | 1,01 | 16,64 | 2.44 | 0,06 |
| | | Ги | 18 | 47,09 | 0,76 | 17.30 | 2,22 | 0,08 |
| 9 | Имангдинская | Гт | 5 | 47,85 | 1,12 | 16,08 | 2,57 | 0,04 |
| | | Ги | 30 | 46,96 | 1,00 | 16.79 | 2,31 | 0,13 |
| 10 | Мантуровская | Гт | 5 | 45.60 | 0,85 | 15.16 | 2,69 | 0,07 |
| | | Ги | 70 | 46.89 | 1,07 | 13.47 | 3,75 | 0,16 |
| 11 | Второго порога | Гт | 5 | 45,08 | 1,38 | 12,99 | 3,25 | — |
| | | Ги | 15 | 46,74 | 1,62 | 13,41 | 3,00 | — |
| 12 | Руч. Рудного (средн. сост.) | Гт | 3 | 45,34 | 1,76 | 12,39 | 4,43 | — |
| | | Ги | 6 | 47,54 | 1,85 | 13,81 | 3,47 | — |
| 13 | Велингна (средн. сост.) | Гт | 3 | 47,16 | 1,37 | 12.43 | 2,36 | 0,04 |
| | | Ги | 19 | 48.65 | 1,78 | 14,62 | 3.12 | 0,02 |
| 14 | Будьурхайская дайка из протерозоя Анабара | Гт | 6 | 48,75 | 1.77 | 13.87 | 3,59 | 0,02 |
| | | Ги | 15 | 48,85 | 3.24 | 12,37 | 4.80 | 0,01 |
| 15 | Горы Озерной (бассейн р. Курейки) | Гт | 1 | 47,14 | 1,22 | 14,95 | — | — |
| | | Ги | 2 | 46,95 | 0,96 | 16,07 | 0,98 | 0,05 |

Примечание. 1—4 —по Додину, Батуеву, 1971; 5,6 — по Годлевскому, 1959; 7,15 — 1977; 11, 12 — по Виленскому и др., 1964; 13 — по Мащаку и др., 1966; 14 — по Мащаку, 1969.

ных разностей пород расслоенной серии выше горизонта нижних такситовых пород (в интрузии Норильск-I они располагаются в основном между горизонтами пикритовых и оливиновых габбро-долеритов). Как характерный элемент подобных пород, отмечаются изометричные «лейкократовые блоки», вытянутые шлиры и прожилки среди пикритовых и оливиновых габбро-долеритов (Золотухин, 1964а; Тарасов, 1976), причем строение этих блоков (центр — «габбро», край — такситовые разности, см. Тарасов, 1976) представляет собой аналогию расположения тел габбро среди такситовых горизонтов в крупном масштабе (Золотухин, 1964а; Рябов, 1969; Тарасов, 1976).

Главнейшей особенностью химизма пород такситового горизонта считалась, как известно (Годлевский, 1959), близость его среднего состава к среднему составу интрузии. Как можно видеть из табл. 3.5 и рис. 3. 10—3.12, где сопоставляются составы такситовых пород и средний состав самих интрузий по важнейшим петрохимическим параметрам, такое совпадение лишь достаточно редкий частный случай (когда такситовые породы наследуют состав в основном контактовых габбро-долеритов). В общем случае, как видно из рис. 3.10, даже для средних составов такситовых пород и габбро отсутствует стабильность, и их вариации выходят далеко за пределы средних составов самих интрузий, охватывая весь диапазон составов пород их расслоенных серий. Исходя из обширного фактическо-

Таблица 3.5

зонтов (Гт) и средневзвешенных соответствующих интрузий в целом (Ги)

| FeO | MgO | MnO | CaO | $Na_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | П.п.п. | $H_2O^+$ | $S_{общ}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 9,64 | 10,53 | 0,14 | 10,04 | 1,76 | 0,56 | 0,16 | 5,20 | 1,69 | 1,66 |
| 7,49 | 10,98 | 0,17 | 9,52 | 1,98 | 1,03 | 0,18 | 4,01 | — | — |
| 10,00 | 9,42 | 0,17 | 9,34 | 1,57 | 0,54 | 0,12 | 3,22 | 1,73 | 2,29 |
| 9,48 | 10,23 | 0,18 | 9,26 | 1,53 | 1,00 | 0,22 | 3,29 | — | — |
| 9,60 | 8,74 | 0,18 | 11,36 | 1,48 | 0,89 | 0,10 | 3,75 | — | 3,41 |
| 8,36 | 10,07 | 0,20 | 9,81 | 1,96 | 1,12 | 0,12 | 3,52 | — | — |
| 9,72 | 9,50 | 0,16 | 10,40 | 1,60 | 0,69 | 0,12 | 3,15 | 1,70 | 2,40 |
| 8,38 | 10,40 | 0,18 | 9,50 | 1,83 | 1,05 | 0,17 | 3.60 | — | — |
| 9,02 | 9,15 | 0,13 | 10,23 | 1,43 | 0,66 | 0,13 | 3,46 | — | 1,44 |
| 8,77 | 10,84 | 0,14 | 9,85 | 1,26 | 0,66 | 0,24 | 3,09 | — | 0,95 |
| 10,79 | 8,50 | 0,15 | 10,36 | 2,05 | 0,84 | 0,16 | 2,56 | — | 1,05 |
| 9,38 | 9,53 | 0,18 | 9,12 | 2,23 | 1,12 | 0,20 | — | — | — |
| 9,38 | 11,54 | 0,19 | 8,98 | 1,23 | 0,74 | 0,20 | 3,82 | — | — |
| 8,56 | 9,69 | 0,20 | 10,13 | 1,85 | 0,53 | 0,21 | 2,50 | — | — |
| 9,42 | 7,96 | 0,13 | 10,93 | 2,03 | 0,40 | 0,15 | 1,96 | — | 0,36 |
| 7,77 | 11,09 | 0,14 | 11,24 | 1,81 | 0,58 | — | — | — | — |
| 8,48 | 7,19 | 0,14 | 10,17 | 1,82 | 1,89 | 0,11 | 2,50 | — | 0,17 |
| 8,23 | 7,86 | 0,14 | 11,67 | 1,72 | 1,04 | 0,08 | 2,44 | — | 0,23 |
| 8,89 | 12,07 | 0,15 | 9,75 | 1,71 | 0,63 | 0.10 | 2,51 | — | 0,33 |
| 8,24 | 10,61 | 0,19 | 9,66 | 2,30 | 1,01 | 0,12 | 2.60 | — | 0.18 |
| 13,48 | 10,93 | 0,21 | 8,48 | 1,85 | 0,45 | 0,20 | 0,74 | — | — |
| 12,48 | 9.56 | 0,22 | 9,11 | 2,06 | 0,57 | 0,22 | 0,55 | — | — |
| 10,90 | 11,01 | 0,22 | 9,34 | 2,13 | 0,59 | 0,16 | 0,98 | — | 0,71 |
| 10,94 | 7,67 | 0,24 | 9,50 | 2,43 | 0,63 | 0,21 | 1,23 | — | — |
| 12,56 | 6,29 | 0,24 | 13,77 | 1,75 | 1,10 | 0,18 | 0,90 | — | 0,01 |
| 11,12 | 5,35 | 0,20 | 10,30 | 2,32 | 1,21 | 0,26 | 0,74 | — | 0,20 |
| 9,38 | 8,05 | 0,19 | 10,10 | 2,54 | 0,81 | 0,20 | 0,85 | — | — |
| 10,54 | 5,91 | 0,07 | 9,03 | 2,79 | 0,59 | 0,31 | 1,31 | — | — |
| 11,69 | 8,58 | 0,28 | 11,20 | 1,63 | 0,53 | 0,09 | 1,98 | — | 0,04 |
| 11,21 | 10,15 | 0,33 | 9,01 | 1,94 | 0,30 | 0,20 | 1,24 | — | 0,35 |

по Золотухину, Васильеву, 1967; 8 — по Коровякову и др., 1963; 9,10 — по Золотухину, Щедрину,

го материала, теперь уже можно вполне обоснованно говорить, что общей закономерностью является жесткая сопряженность составов такситовых пород и вмещающих их пород расслоенной серии (Золотухин, 1964а; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975). Локализованные среди пикритовых габбро-долеритов такситовые породы приближаются по составу к пикритовым, среди оливиновых — к оливиновым и среди безоливиновых — к безоливиновым габбро-долеритам основной расслоенной серии. Все это можно сказать и в отношении верхних такситовых габбро-долеритов, а также габбро и талнахитов (троктолитов) — в случае развития равномернозернистой структуры в подобных пегматоидных породах (см. табл. 3.6). Указанная закономерность очень четко проявляется на петрохимических диаграммах А. Н. Заварицкого, где сопоставляются химизм такситовых пород и габбро, с одной стороны, и пород расслоенной серии — с другой (Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975). Из них следует, что группа такситовых пород и габбро по химизму может быть столь же неоднородна, как и группа пород расслоенной серии, причем в обеих группах можно найти параллельные аналоги по химизму. Подобные аналоги с учетом всего сказанного выше могут интерпретироваться, по нашему мнению, лишь как значительная унаследованность состава при замещении такситовыми породами и габбро пород основной расслоенной серии. Явление это, по-видимому, общее для всех

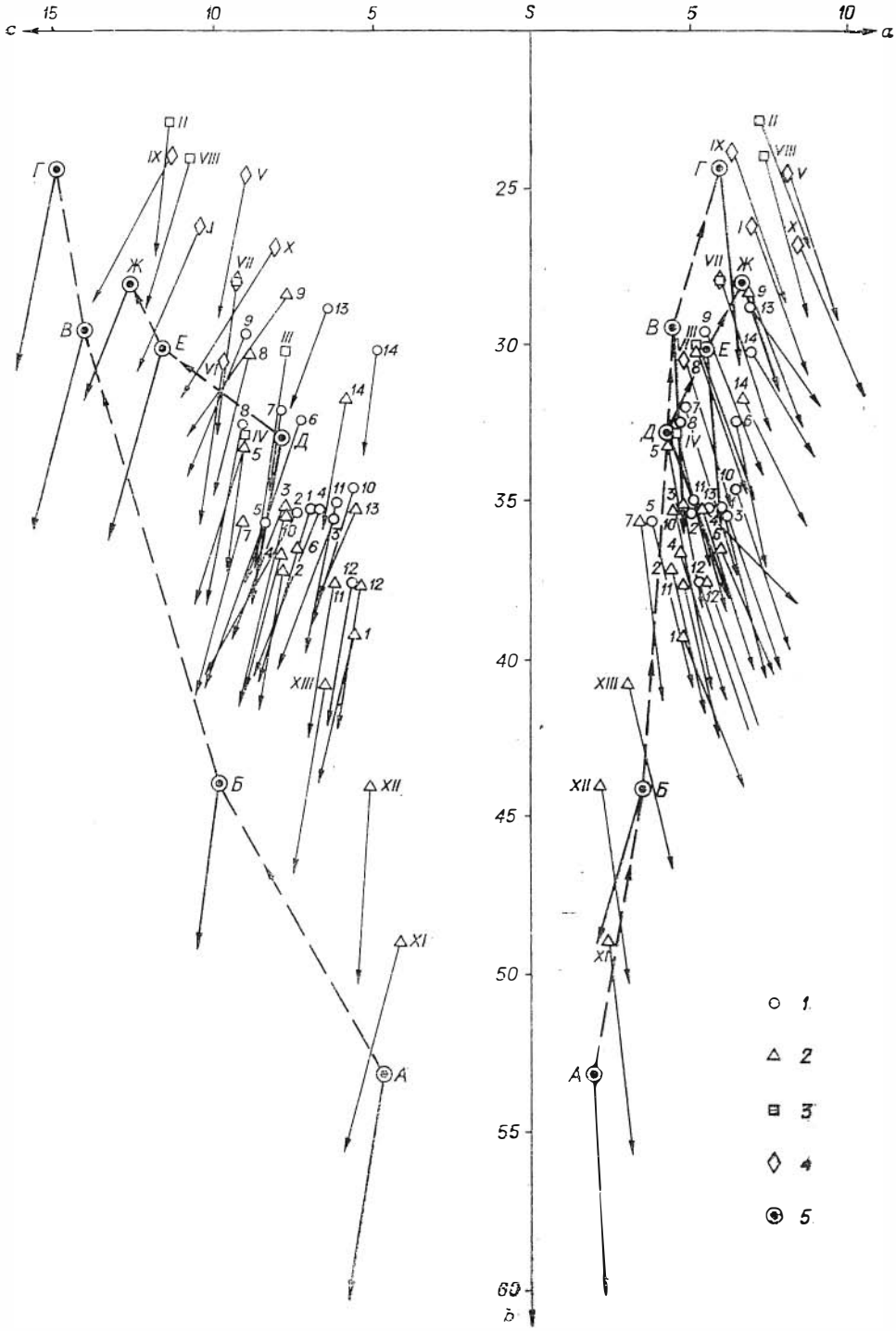



*Рис. 3.10.* Диаграмма А. Н. Заварицкого для такситовых габбро-долеритов, габбро и средневзвешенных составов содержащих их траппових интрузивов Сибирской платформы.

*1* — средневзвешенные составы дифференцированных интрузий (1—14, см. табл. 3.5); *2* — нижние такситовые габбро-долериты интрузий (1—14, см. табл. 3.5); *3* — верхние такситовые габбро-долериты и *4* — габбро (I—X, см. табл. 3.6; XI—XIII — обр. 105А, 21, 58 — троктолитовые разновидности такситовых габбро-долеритов интрузии Норильск-1 — (см. Золотухин, 1964); *5* — породы лейкократовых блоков и вмещающих их пород (см. Тарасов, 1976): А — вмещающий пикритовый габбро-долерит, обр. 549/330; Б — переходная к пикритовым периферическая часть блока, Ур. 566/270 (1); В — переходная атакситовая часть блока, Ур. 270 (2); Г — центральная часть лейкократового блока, Ур. 566/270 (3); Д — вмещающий оливиновый габбро-долерит, обр. 1; Е — переходная атакситовая оторочка лейкократового блока, Ур. 544/250 (1); Ж — центральная часть лейкократового блока, Ур. 544/250 (2). Штриховой линией со стрелками показаны сопряженные составы.

или многих дифференцированных интрузий сопредельных районов севера Сибирской платформы.

На фоне общей унаследованности состава при таком замещении, определяемой значительной инертностью $SiO_2$, CaO, MgO и некоторых других окислов, расчеты привноса—выноса показывают тем не менее вполне определенное движение ряда главных породообразующих компонентов (Золотухин, 1966; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975; Тарасов, 1976; и др.). Опираясь на приведенные некоторыми авторами примеры таких расчетов, относительную подвижность компонентов в процессе возникновения такситовых пород и габбро можно выразить ориентировочно следующим рядом (в направлении понижения): $H_2O$, S, $K_2O$, $Na_2O$, $TiO_2$, $Cr_2O_3$, $P_2O_5$, NiO, Fe, $Al_2O_3$, CaO, MgO, $SiO_2$. Интересно подчеркнуть при этом две несколько отличные тенденции при возникновении такситовых пород в трапповых дифференцированных интрузиях по отношению к среднему составу интрузий. Как видно на рис. 3.11 и 3.12, в одной группе интрузивов это сопровождается явным повышением магнезиальности новообразованных пород при сопутствующем возрастании полевошпатовой извести и снижении содержания $SiO_2$ (Норильск-II, Мантуровская, Второй порог, Велингна, Будьурхайская дайка). В другой группе в такситовых породах повышается железистость при обычном спаде содержания $SiO_2$ и незакономерном соотношении *a/c* (интрузии Талнах, Норильск-I, Зуб, Черная, Имангдинская, руч. Рудного). В первой группе на фоне общей лейкократизации имеет место некоторый привнос магния, сопровождаемый появлением новообразований оливина, во второй — фиксируется вынос магния при заметной деоливинизации. Обнаружение расплавных включений в минералах такситовых пород и габбро в норильских интрузиях, а позднее и определение по ним температур (Золотухин, 1964а; Булгакова и др., 1967; Золотухин и др., 1975), показало, что эти породы являются, несомненно, магматическими, но температура затвердевания у них примерно на 100° ниже, чем у наиболее низкотемпературных безоливиновых габбро-долеритов расслоенной серии. Поэтому указанное выше движение вещества в процессе преобразования пород расслоенной серии в такситовые породы и габбро, очевидно, происходит в значительной мере на их магматической стадии, а не относится всецело за счет раннего (домагматического) и позднего (постмагматического) метасоматического замещения, как это можно было думать (Золотухин, 1966).

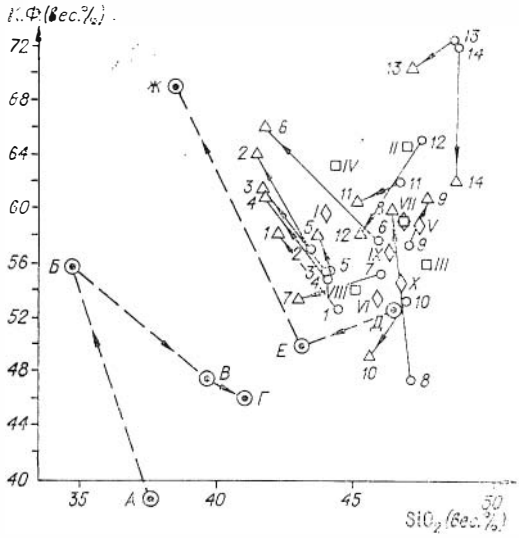



*Рис. 3.11.* Диаграмма $SiO_2$ — коэффициент фракционирования. $\frac{(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ (в вес.%) для исследуемых пород. Усл. обозн. см. на рис. 3.10. Стрелками соединяются сопряженные составы.

До настоящего времени вопросы генезиса такситовых пород и габбро весьма спорны и рассматривались в целом ряде работ. Это гипотезы о приконтактовой контаминации и последующей неравновесной кристаллизации магмы (Годлевский, 1959), о приконтактовой термодиффузии в магме (Виленский и др., 1964), об отдельной фазе такситовой магмы (Роговер, 1959), о вторичном приконтактовом переплавлении при сопутст-

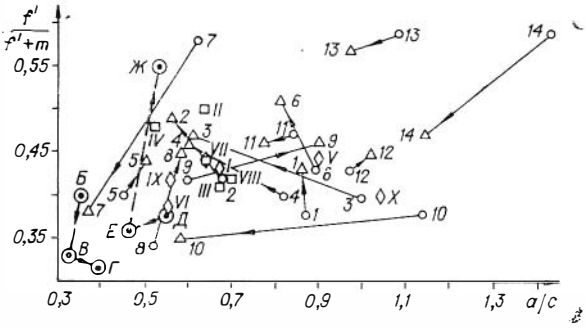



*Рис. 3.12.* Диаграмма $a/c - f'/(f' + m')$ для исследуемых пород. Усл. обозн. см. на рис. 3.10. Стрелками соединяются сопряженные составы.

вующей метасоматической переработке (Золотухин, 1964а). В последние годы к объяснению генезиса норильских такситовых пород и габбро Д. С. Коржинским (1973) были привлечены идеи метамагматической дебазификации. Существо их заключается в том, что не только растворы постмагматической стадии, но и сквозьмагматические растворы претерпевают кислотно-щелочную эволюцию, в процессе которой из окружающего магматического вещества ими выносятся основные компоненты и наблюдается его явственная лейкократизация, тем большая, чем дольше проходят растворы. Попутно происходит осаждение рудных компонентов как наиболее слабых оснований. Таким образом, сульфидное медно-никелевое оруденение, по его мнению, может возникнуть и на магматической стадии в процессе дебазификации магмы, причем капли таких сульфидов в магме отнюдь не являются результатом ее ликвации. Поддерживая идеи метамагматической дебазификации магмы в части возможного эффекта лейкократизации магмы при кислотно-щелочной эволюции сквозьмагматических растворов, нужно в то же время подчеркнуть, что геологическая ситуация нахождения такситовых пород и габбро указывает на более позднее их возникновение по сравнению с кристаллизацией «первичной» магмы самой интрузии. Таким образом, не являясь собственно метасоматическими, как говорилось выше, они могут быть лишь

Таблица 3.6

**Составы верхних такситовых габбро-долеритов (Гт) и габбро (Г) интрузий Норильского района, вес. %**

| Окислы | Талнах | Норильск-I | | | | | | Норильск-II | Иманда | Мантур |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | I(Г) | II(Гт) | III(Гт) | IV(Гт) | V(Г) | VI(Г) | VII (среднее из 5 ан.) | VIII (Гт) | IX(Г) | X(Г) |
| $SiO_2$ | 44,06 | 46,90 | 47,64 | 44,32 | 47,43 | 45,88 | 46,83 | 45,15 | 46,30 | 46,69 |
| $TiO_2$ | 0,72 | 0,78 | 0,98 | 0,72 | 0,80 | 0,65 | 0,78 | 0,53 | 0,73 | 0,66 |
| $Al_2O_3$ | 18,81 | 20,68 | 14,93 | 16,18 | 18,35 | 17,59 | 17,54 | 20,60 | 19,92 | 17,50 |
| $Fe_2O_3$ | 3,00 | 3,50 | 2,49 | 5,40 | — | 2,14 | 2,70 | 2,01 | 2,16 | 2,60 |
| $Cr_2O_3$ | 0,02 | — | 0,01 | — | — | — | — | 0,02 | 0,02 | 0,01 |
| FeO | 6,85 | 5,83 | 7,89 | 9,35 | 8,97 | 8,36 | 8,08 | 6,00 | 6,11 | 6,10 |
| MgO | 6,60 | 5,06 | 8,31 | 8,63 | 6,38 | 9,12 | 7,50 | 6,81 | 6,30 | 7,26 |
| MnO | 0,18 | 0,15 | 0,16 | — | — | — | — | 0,15 | 0,11 | 0,17 |
| CaO | 11,13 | 11,40 | 10,33 | 9,70 | 9,86 | 11,30 | 10,50 | 10,86 | 11,27 | 10,48 |
| $Na_2O$ | 1,98 | 2,70 | 2,06 | 1,83 | 2,88 | 1,9 | 2,28 | 2,17 | 1,77 | 2,32 |
| $K_2O$ | 1,30 | 0,50 | 0,38 | 0,37 | 0,80 | 0,4 | 0,50 | 1,03 | 1,38 | 2,07 |
| $P_2O_5$ | 0,19 | 0,19 | 0,18 | — | — | — | — | 0,16 | 0,09 | 0,14 |
| П. п. п. | 3,76 | 2,10 | 2,91 | 2,78 | 3,78 | 1,87 | 2,69 | 3,96 | 3,25 | 4,04 |
| $S_{общ}$ | 0,59 | 0,67 | 0,03 | 2,15 | 0,28 | 0,42 | 0,71 | — | 0,26 | 0,17 |

Примечание. I — лейкогаббро (среднее из 8 ан.) по С-з ветви Талнахской интрузии по Додину, Батуеву, 1971; II—по Тарасову, 1976, обр. V — 33-3; III—VI — по Золотухину, 1964а (соответственно обр. 52, 53, 163/60, 49); VIII — по Золотухину, Васильеву, 1967 (среднее из 4 ан.); IX—X — по Золотухину, Щедрину, 1977 (среднее соответственно из 4 и 9 ан.).

продуктом вторичного переплавления (лучше сказать — магматического замещения) первично-магматических пород. Отсюда можно полагать, что собственно такситовые габбро-долериты и габбро возникают как основные пегматоиды при раскристаллизации богатого летучими вторичного расплава*. Процессы «такситизации» и «габброизации» здесь, по-видимому, представляют собой метамагматическую дебазификацию, но не первичной, а вторичной магмы и сопровождаются заметным движением вещества. Концентрированный поток сквозьмагматических растворов, проходящий по горизонтам вторичной магмы, способствует первоначально ее заметной метамагматической дебазификации, а затем интенсивному постмагматическому изменению пород, возникающих из этого расплава, а также сопредельных с ним.

Как известно (Роговер, 1959; Смирнов, 1966), наиболее обогащенными сульфидами (пирротин, халькопирит, кубанит, пентландит) являются такситовые горизонты дифференцированных интрузий. Они имеют богатое вкрапленное, прожилково-вкрапленное и шлировое оруденение, причем шлиры иногда достигают нескольких метров в диаметре и сопровождаются по периферии зонами густой вкрапленности (Зонтов, 1959). Интенсивно обогащены сульфидами также породы, сопредельные с нижним такситовым горизонтом. Это горизонты как пикритовых, так и контактовых пород. Низы пикритового горизонта часто содержат богатое вкрапленное оруденение, в то время как верхняя часть горизонта может быть и безрудной (Мантуровская интрузия). Особенности локализации сульфидов, прежде всего прожилково-вкрапленных, указывают на явные признаки замещения силикатов сульфидами. Наиболее четко они наблюдаются в зернах клинопироксена. Подобное замещение часто сопровождается новообразованными реакционными минералами: бурой и зеленой роговой обманкой, ярко-зеленым метасоматическим клинопироксеном, гранатом гроссуляр-андрадитового ряда, средним и кислым плагиоклазом, иногда наблюдается зеленая шпинель и другие новообразования. Все эти признаки свидетельствуют о времени возникновения сульфидов после раскристаллизации вторичного расплава и образования первично-магматических силикатных минералов. Это означает, что сульфиды возникают в ранний постмагматический этап, завершающий дебазификацию вторичной магмы, и к собственно магматическому этапу отношения не имеют.

Из проведенных исследований вытекает, что лейкократовые горизонты рудоносных интрузий, каковыми являются такситовые габбро-долериты и габбро, обязаны своим возникновением процессам как магматической, так и дальнейшей постмагматической лейкократизации. К первой относятся сдвиг эвтектической точки в сторону плагиоклаза в системе диопсид — анортит — вода при повышенном давлении воды (Yoder, 1955) и метамагматическая дебазификация за счет выноса ряда компонентов магмы сквозьмагматическими растворами эволюционирующей щелочности. К постмагматической лейкократизации, как высокотемпературной, так и низкотемпературной, приводит в конечном счете тоже кислотно-щелочная эволюция растворов, но уже постмагматических (Золотухин и др., 1975).

Лейкократовость самих такситовых габбро-долеритов и габбро и ореола сопутствующих им полевошпатизированных пород — сильный поисковый признак рудоносных дифференцированных интрузий (см. далее), а сам факт присутствия в составе интрузии норильского типа — поисковый критерий ее рудоносности. Для нижних дифференциатов таких интрузий она является хорошим поисковым признаком на сульфидное медно-никелевое (а в ряде случаев и хромитовое) оруденение, для верхних дифференциатов — на сульфидное медьсодержащее и титано-

* При быстрой потере летучих возникают не пегматоиды, а породы типа псевдотахилитов (Рябов, Золотухин, 1970).

магнетитовое оруденение. Помимо норильских интрузий аналогичные лейкократовые образования известны также в связи с упомянутым оруденением в таких больших расслоенных плутонах, как Бушвельд, Инсизва, Садбери, и ряде других.

Помимо самого факта присутствия такситовых габбро-долеритов в интрузиях, как сильного качественного поискового критерия их рудоносности, большой интерес представляет выяснение оптимальных количественных характеристик сопряженных средних составов пегматоидных пород и вмещающих их интрузий в зависимости от степени их рудоносности. Для прямых корреляционных и других статистических исследований недостаточно исходного материала, поэтому ограничимся построением ряда графиков, отражающих основные тенденции изменения сопряженных химических составов на фоне изменяющейся степени рудоносности интрузий. Для подобных оценок воспользуемся химико-аналитическими данными, приведенными выше в табл. 3.5, 3.6, а также другими данными, имеющимися в литературе.

Как можно видеть из диаграмм (рис. 3.13), связывающих содержание $SiO_2$, с одной стороны, и $MgO$, $Al_2O_3$ и $(Na, K)_2O$ — с другой, намечаются вполне определенные зависимости состава и степени рудоносности интрузий, и диаграммы можно разбить на поля, отвечающие расположению точек рудоносных, слаборудоносных интрузий и рудопроявлений. Можно видеть, что в группе рудоносных интрузий для нижних такситовых габбро-долеритов характерны пониженные по сравнению со средними составами интрузий содержания $SiO_2$, $MgO$ (а также $Cr_2O_3$), часто $(K,Na)_2O$ и повышенное — $Al_2O_3$. В группе слаборудоносных интрузий и интрузий-рудопроявлений для нижних такситовых габбро-долеритов по сравнению со средними составами сопряженных с ними интрузий наблюдается снижение содержания щелочей и снижение и возрастание $MgO$, $Al_2O_3$ и $SiO_2$, а также $Cr_2O_3$. Следует подчеркнуть, что верхние такситовые габбро-долериты и габбро иногда даже заведомо рудоносных интрузий (Норильск-I, см. табл. 3.6) распределяются тем не менее на диаграммах (см. рис. 3.13) по степени рудоносности во всех трех полях, что составляет специфику этих пород, особенно хорошо заметную на диаграмме $SiO_2$—$Al_2O_3$. Здесь наблюдается широкое поле их развития, достаточно четко обособленное от полосы точек нижних такситовых пород и точек средних составов интрузий благодаря высоким содержаниям $Al_2O_3$, а на диаграммах $MgO$—$SiO_2$ и $Cr_2O_3$—$SiO_2$ благодаря малым содержаниям $MgO$ и $Cr_2O_3$. Общей тенденцией рассматриваемых диаграмм (см. рис. 3.13) является возрастание рудоносности интрузий с возрастанием в них $MgO$ и понижением содержаний щелочей и $SiO_2$. Основным разделяющим окислом по степени рудоносности, как можно видеть из приводимых диаграмм (см. рис. 3.13), может служить $SiO_2$, дополнительными $MgO$, а также $TiO_2$ (рис. 3.14).

На диаграмме, связывающей железистость интрузий и сопряженных с ними пегматоидных пород, с одной стороны, и содержаний в них $TiO_2$ — с другой, явственно выделяются два поля. Одно из них соответствует рудопроявлениям, второе—рудоносным и слаборудоносным интрузиям. В пределах второго поля можно видеть, что все рудоносные интрузии отличаются повышенными значениями железистости такситовых пород по сравнению с сопряженными с ними интрузиями (некоторые исключения относятся к их верхним такситовым породам и габбро). Еще более четким разделяющим эффектом по степени рудоносности обладает диаграмма, связывающая содержания $SiO_2$ и $TiO_2$, на которой выделяются три поля (см. рис. 3.14). Поле рудоносных интрузий и сопряженных с ними такситовых пород характеризуется интервалами содержаний 43—45% $SiO_2$ и 0,5—1,2% $TiO_2$. Поле слаборудоносных интрузий имеет тот же интервал $TiO_2$ и содержание $SiO_2$—45—48%. Таким же интервалом $SiO_2$ и содержанием $TiO_2$ более 1,2% характеризуется поле интрузий-рудопроявлений. Интересно еще раз подчеркнуть, что в рудоносных интру-

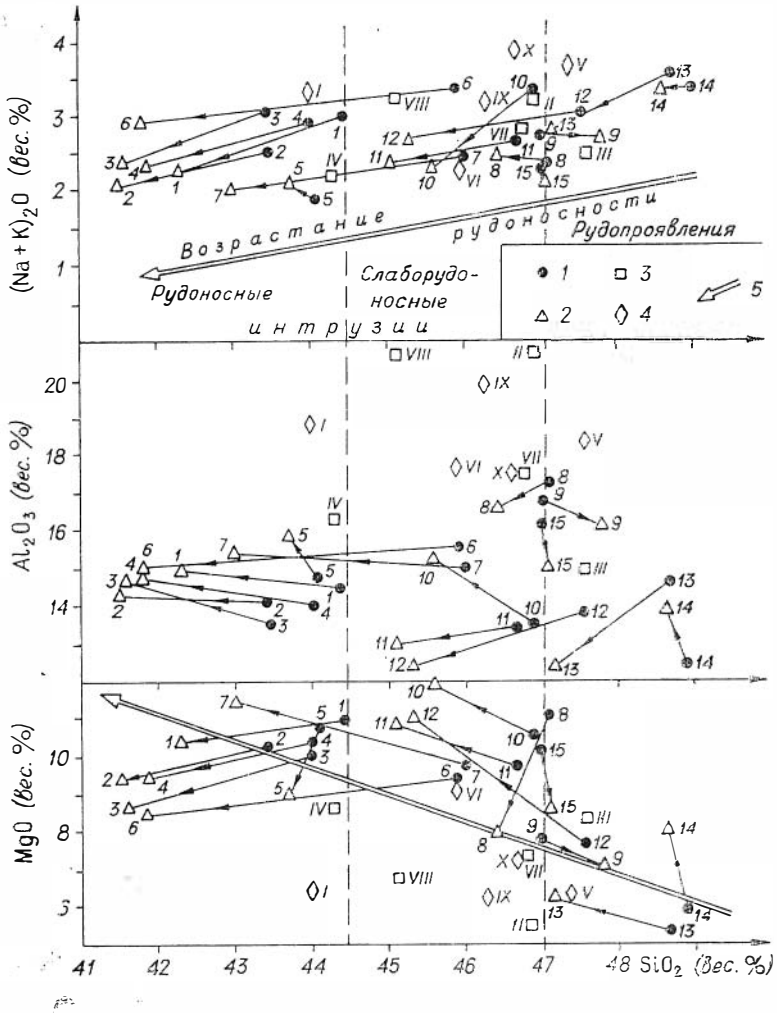



*Рис. 3.13.* Диаграмма зависимости содержания $SiO_2$ и $(Na + K)_2O$, $Al_2O_3$, MgO для пегматоидных такситовых пород и сопряженных с ними интрузий (см. табл. 3.5).

*1* — средние составы интрузий; *2* — нижние такситовые габбро-долериты; *3* — верхние такситовые габбро-долериты; *4* — габбро; *5* — направление возрастания рудоносности.

зиях нижние такситовые габбро-долериты содержат заметно меньше $SiO_2$, чем средние составы сопряженных с ними интрузий, в то время как верхние такситовые габбро-долериты и габбро имеют заметно большие содержания $SiO_2$ при близких содержаниях $TiO_2$. Если рассматривать всю диаграмму в целом (рис. 3.14), то генеральной тенденцией является возрастание рудоносности интрузий с уменьшением в них содержания $TiO_2$.

Интересно сопоставить диаграммы, рассмотренные выше, с диаграммой петрогенетических серий (рис. 3.15), на которой приводятся контуры распространения рудоносных и слаборудоносных интрузий по А. М. Виленскому. Можно видеть, что распределение интрузий здесь близко к распределению интрузий в трех соответствующих полях ранее рассмотренных диаграмм. От рудоносных интрузий к малорудоносным и далее к рудопроявлениям снижается степень основности (от 1,30 до 1,12) при общем возрастании кремнекислотности и одновременном смещении от щелочной петрогенетической серии к известково-щелочной. В то же время интересно обратить внимание на обычную обратную тенденцию — пере-

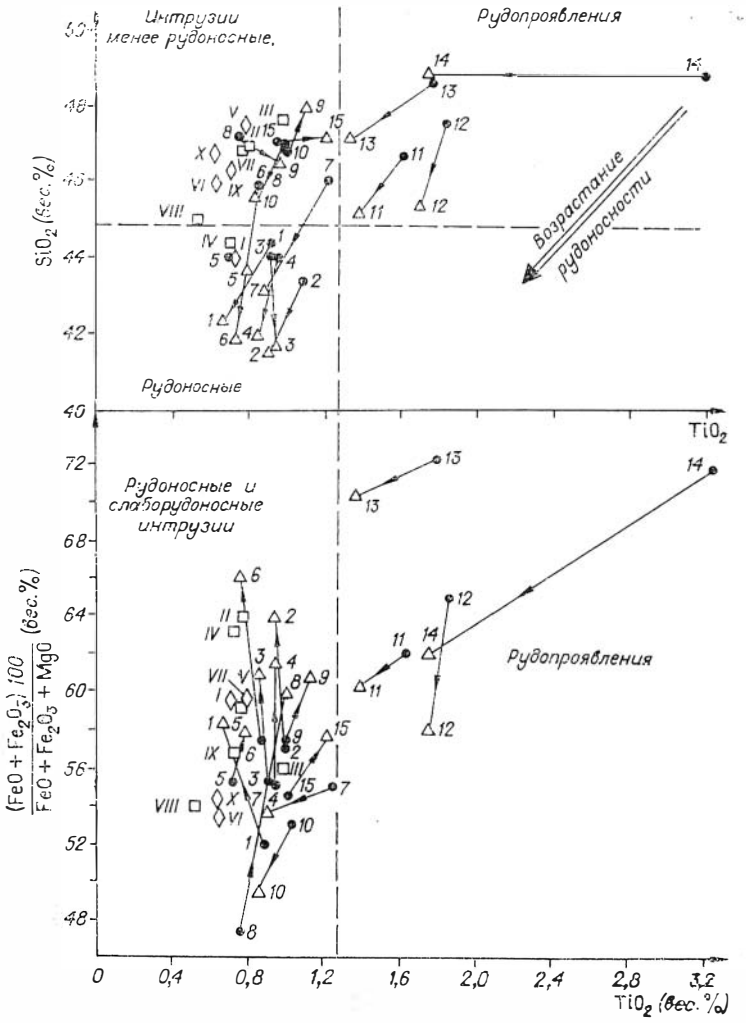



*Рис. 3.14.* Диаграмма зависимости содержания (вес.%) $TiO_2$ и и $SiO_2$, железистости $\frac{(FeO+Fe_2O_3)\cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ для негматоидных пород и сопряженных с ними интрузий (см. табл. 3.5). Усл. обозн. см. на рис. 3.13.

хода от менее щелочных серий к щелочным с понижением кремнекислотности, если рассматривать средние составы интрузий и сопряженные с ними такситовые породы, которые при этом обычно попадают в поле более рудоносных объектов. Верхние такситовые породы и габбро рудоносных интрузий распределяются во всех трех полях, характеризуемых различной рудоносностью интрузий.

Оценивая относительную рудоносность дифференциатов рудоносных интрузий, имеет смысл обратиться первоначально к рассмотрению распределения металлов в их основной расслоенной серии (пикритовый—оливиновый—безоливиновый габбро-долериты). Для этого на треугольную диаграмму в барицентрической системе координат (см. рис. 3.16) нанесены (в ат. %) соответствующие средние количества элементов (Архипова, 1975; Додин, Батуев, 1971), содержащихся в породах расслоенной серии. Для недифференцированных интрузий все элементы из любой части интрузии должны занимать местоположение в центре диаграммы, в то время

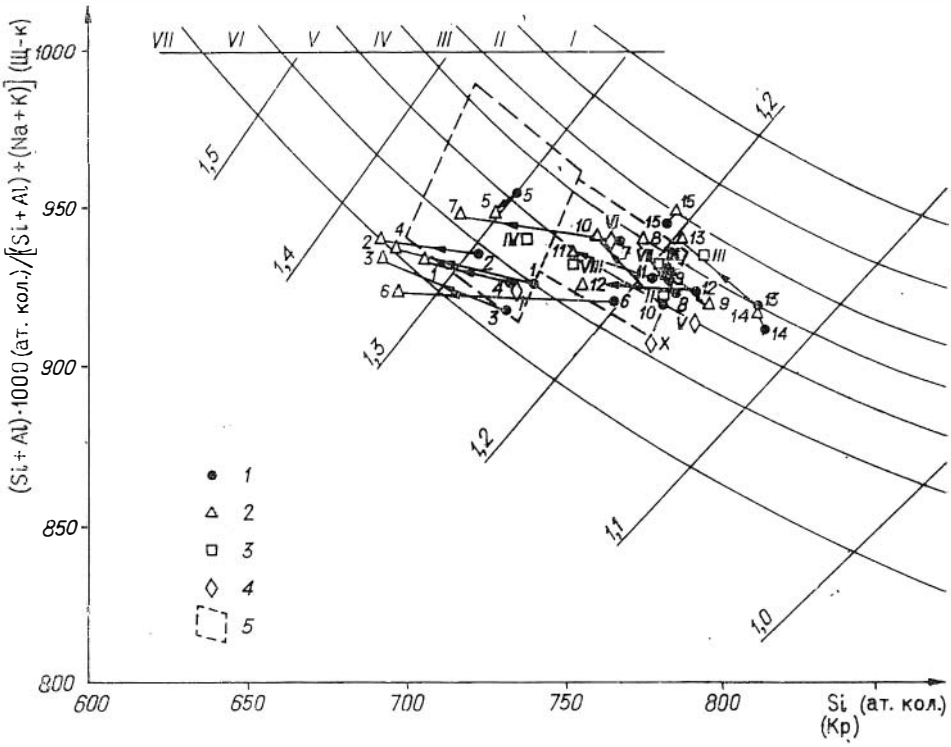



*Рис. 3.15.* Распределение средних составов интрузий и их рудоносных пегматоидов (такситовых габбро-долеритов и габбро) на диаграмме петрогенетических серий А. М. Виленского.

*1* — средние составы интрузий (1—15, см. табл. 3.5): *2* — средние составы нижних такситовых габбро-долеритов (1—15, см. табл. 3.5); *3* — составы верхних такситовых габбро-долеритов и *4* — габбро (I—X, см. табл. 3.6); *5* — контуры распространения рудоносных и слаборудоносных интрузий по А. М. Виленскому. I—VII — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая; V — слабощелочная, VI — щелочная, VII — сверхщелочная). 1,00—1,50 — линии равных отношений Щ-к/Кр (степень основности).

как в дифференцированных интрузиях определенные элементы «разбегаются» от центра в сторону соответствующих дифференциатов и тем сильнее, чем больше «сродство» элемента к тому или иному дифференциату. Рассмотрение подобной диаграммы (рис. 3.16) показывает предпочтительность накопления в безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах натрия, калия, кремния, ванадия, циркония. Титан, алюминий, кальций, фосфор в равной мере накапливаются как в безоливиновых, так и в оливиновых габбро-долеритах.

Наиболее ярко на диаграмме выявляются элементы, свойственные пикритовым габбро-долеритам. Это двух- и трехвалентное железо, марганец, магний, кобальт, хром, сера, медь, никель. Причем последние четыре элемента имеют наиболее тесную связь с пикритовыми габбро-долеритами. Интересно подчеркнуть наряду с чертами общности также отличие расслоенных серий ряда интрузий с такситовыми габбро-долеритами и без них (Нижнефокинская интрузия). Обращает на себя внимание сходное поведение элементов, присущих пикритовым габбро-долеритам, а именно: закисного железа, марганца, магния, хрома, кобальта, никеля. Главное отличие заключается в том, что сера в сериях без такситовых пород (Нижнефокинская интрузия) тяготеет не к пикритовым, а к безоливиновым габбро-долеритам, а медь и цирконий в равной степени здесь присущи всем дифференциатам расслоенной серии.

Интересно сравнить эту картину (см. рис. 3.16) распределения элементов в породах расслоенных серий с их распределением в наблюдаемой

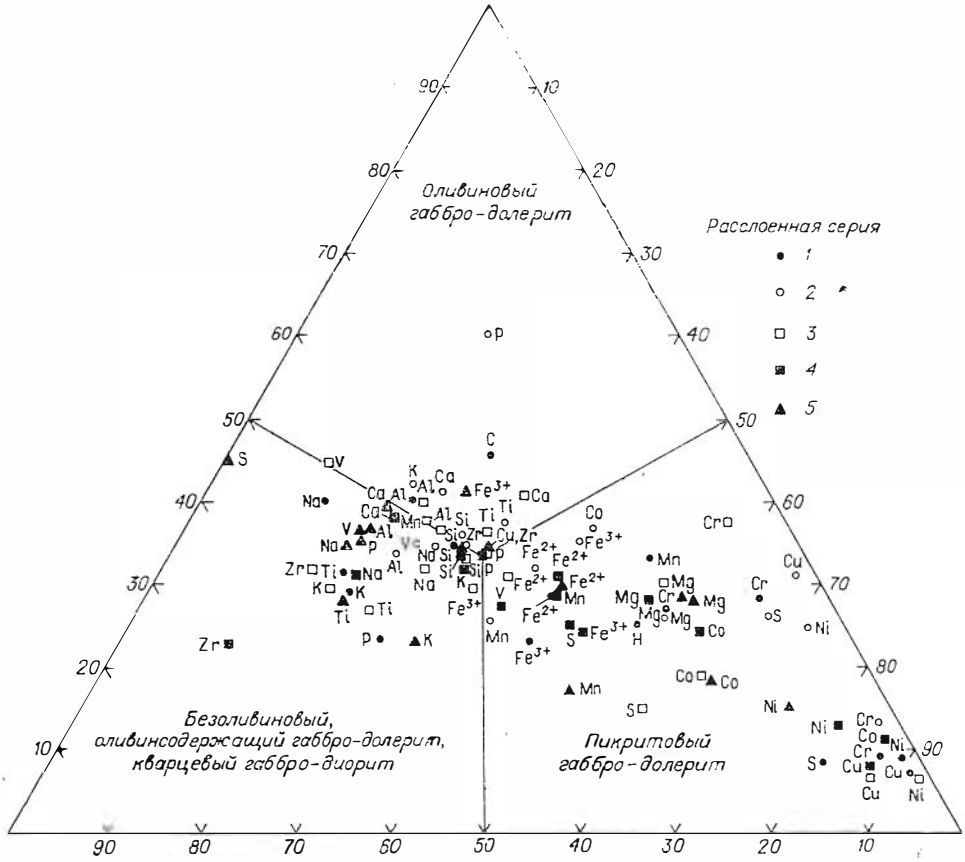



*Рис. 3.16.* Диаграмма распределения элементов в триаде дифференциатов основной расслоенной серии ряда дифференцированных интрузий Норильского района.
*1* — Верхнеталнахская; *2* — Норильск-I; *3* — горы Зуб; *4* — горы Черной; *5* — Нижнефокинская. 1 — по данным Додина, Батуева, 1971; 2—5 — по данным Архиповой, 1975.

в интрузиях сопряженной триаде пород: оливиновый (контактовый) — такситовый — пикритовый габбро-долериты (рис. 3.17). К оливиновым (контактовым) габбро-долеритам тяготеют кремний, титан, ванадий, кальций, калий, алюминий, к пикритовым габбро-долеритам — магний, двух- и трехвалентное железо, кобальт и хром. Для такситовых пород предпочтительны натрий, медь и никель. По распределению серы, меди, никеля, а также двух- и трехвалентного железа такситовые габбро-долериты имеют переходы к пикритовым габбро-долеритам, а по натрию, калию, кальцию, кремнию, титану, алюминию, цирконию—к оливиновым (контактовым) габбро-долеритам. Рассмотрев диаграммы (см. рис. 3.16, 3.17), можно сделать вывод о переходном характере нижних такситовых пород между пикритовыми и оливиновыми (контактовыми) габбро-долеритами при наибольшей насыщенности их никелем, медью, серой. Это, а также геохимические данные, приводимые в последнее время (Архипова, Наторхин, 1971а, б), подтверждают имеющиеся представления (Золотухин, 1964а), что сульфидное оруденение в интрузиях связано прежде всего с такситовыми габбро-долеритами и габбро и при их отсутствии будет отсутствовать и само оруденение.

В пользу обоснованности этого поискового критерия говорят и наибольшие значения (2 и более) медь-никелевого отношения в горизонтах такситовых габбро-долеритов, которое может считаться (Архипова, Наторхин, 1971а) индикатором рудоносности пород и интрузий норильского

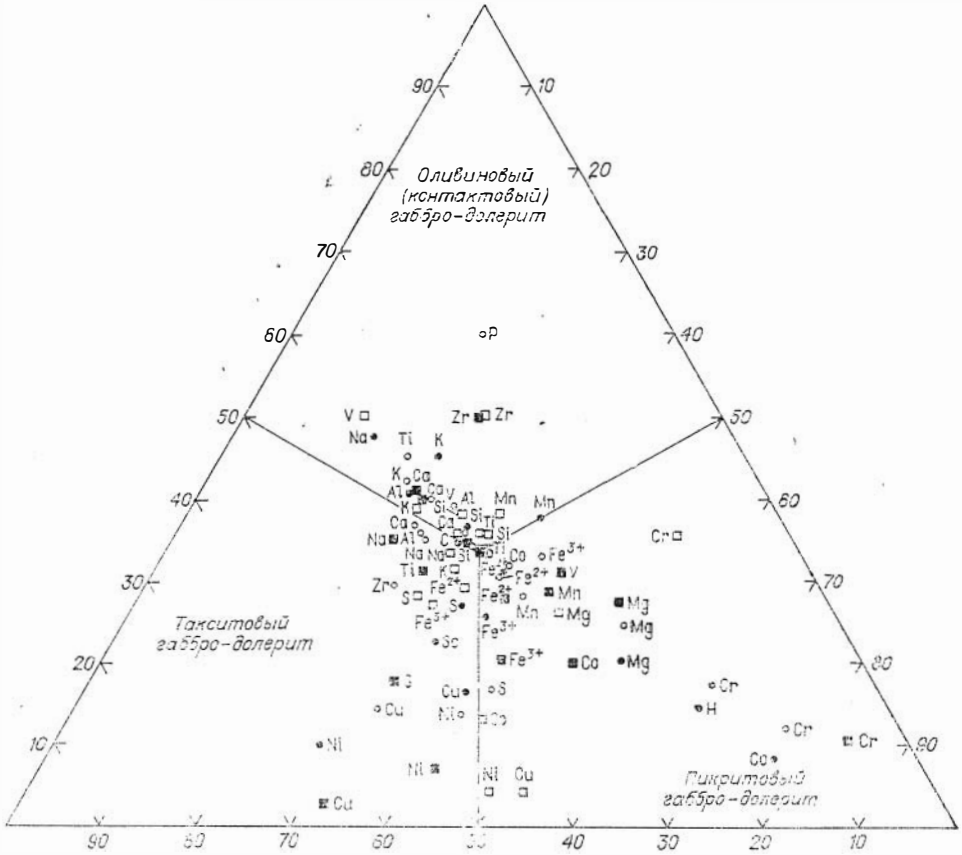



*Рис. 3.17.* Диаграмма распределения элементов в приконтактовой триаде пород: оливиновый (контактовый) — такситовый — пикритовый габбро-долериты. Усл. обозн. см. на рис. 3.16.

типа. Поэтому к числу основных признаков сульфидоносности интрузий норильского типа эти авторы относят интенсивность такситизации и высокое медь-никелевое отношение в такситовых и других породах.

Приводимые выше данные подтверждают, что пегматоидные породы (такситовые габбро-долериты и габбро) не являются нормальными дифференциатами расслоенной серии дифференцированных интрузий, по-видимому, возникая позже, но далеко не во всех случаях и не в равном развитии, что и определяет разную степень рудоносности родственных интрузий, обладающих близким химическим составом.

Подводя итоги, отметим, что пегматоидные образования — такситовые габбро-долериты и габбро — своим возникновением в трапповых дифференцированных рудоносных интрузиях обязаны не одной какой-либо причине, а целому комплексу причин. Сюда относятся особенности состава исходной магмы (достаточно большая ее магнезиальность), особенности ее механизма внедрения (пульсационный режим, Золотухин, 1964а), возникновение вторичной пегматоидной магмы вдоль ослабленных направлений в раскаленных затвердевших головных частях внедряющихся интрузий (в значительной мере наследующей состав «вмещающих» интрузивных пород), ее метамагматическая дебазификация и, наконец, автометасоматические изменения, в том числе высокотемпературная полевошпатизация. Рассмотрение в норильских рудоносных интрузиях соотношений первичной и вторичной (пегматоидной) магм, метамагматической дебазификации и возникновения сульфидного оруденения приводит к выводу, что метамагматическая дебазификация, идущая со значительным

перемещением ряда компонентов, здесь возможна после возникновения горизонтов вторичной магмы, через которые могло осуществляться локализованное интенсивное движение глубинных сквозьмагматических растворов, а не в первично-магматический этап, как это предполагается Д. С. Коржинским (1973), когда оно не могло быть локализованным. Не в первично-магматический этап возникают и сульфиды, в частности, упомянутых пегматоидных образований. Детальное изучение указывает, что они являются продуктом уже постмагматического высокотемпературного этапа, завершающего дебазификацию вторичной пегматоидной магмы.

Глава 4

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ГЛАВНЫХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ КАК ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Как известно, расслоенное строение интрузий является результатом гравитационно-кинетической кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Среди интрузивных траппов на северо-западе Сибирской платформы установлены представители двух основных направлений дифференциации. Кристаллизация одних интрузий (норильский тип) проходила при относительном повышении роли закисного железа по сравнению с магнием, при постоянном уменьшении их концентраций в ходе процесса на фоне растущей кремнекислотности расплава (Годлевский, 1959). Формирование других интрузий (скаергардский тип) сопровождалось абсолютным накоплением железа в процессе дифференциации вплоть до образования феррогаббро (Соболев, 1936).

По петрохимическим параметрам интрузивные траппы разделены А. М. Виленским (1967) на семь петрогенетических серий, к каждой из которых принадлежащие интрузии отражают эволюцию глубинных магматических очагов и являются продуктом их дифференциации. Для каждой серии характерен вполне определенный комплекс рудопроявлений, в том числе сульфидные медно-никелевые месторождения приурочены к расслоенным магматическим образованиям слабощелочной серии или к так называемому норильскому типу интрузий. Подробнее об этом говорится в специальных разделах книги.

Принимая во внимание петрохимические особенности расслоенных интрузий, задача поисков сульфидных медно-никелевых месторождений в некотором приближении отождествляется с поисками дифференцированных интрузий, а при нахождении их сводится к установлению принадлежности объектов к норильскому типу.

Минералогические признаки являются звеном в цепи петрологических критериев поисков месторождений. Роль этих признаков, несомненно, большая, поскольку уже первоначальное расчленение интрузивных траппов основывается на количественно-минералогических принципах. До недавнего времени исследование минералов дифференцированных интрузий осуществлялось на основе изучения их кристаллооптических свойств. В последнее время в геологической литературе появилось большое количество химических анализов минералов, которые уточнили ряд существовавших положений и внесли новые существенные коррективы в наши представления об особенностях формирования дифференцированных интрузий. Вопросы минералогии расслоенных интрузий с приведением химических анализов рассматриваются в ряде работ А. М. Виленского, Б. М. Владимирова, А. Д. Генкина, М. Н. Годлевского, В. В. Дистлера,

Д. А. Додина, В. В. Золотухина, Л. И. Кравцовой, В. Л. Масайтиса, В. В. Рябова, В. К. Степанова, Г. Д. Феоктистова, В. А. Шаткова и др.

Основными породообразующими минералами дифференцированных интрузий являются три серии твердых растворов: оливинов, плагиоклазов и пироксенов (моноклинных и ромбических). Наряду с ними в небольших количествах в породах постоянно встречаются минералы трех изоморфных рядов: собственно шпинели, хромита и магнетита. Определение минералогических поисковых критериев на сульфидные руды, как уже отмечалось, в принципе отождествляется с установлением критериев кристаллизационной дифференциации расслоенных интрузий норильского типа в сравнении с другими. Дифференциация магматического расплава, сформировавшего рудоносные и безрудные интрузии, имеет определенную специфичность и направленность процесса, а минералы как продукты кристаллизации являются носителями информации о ее эволюции, которую и следует изучить. Рассмотрим особенности проявления и состава главных породообразующих минералов дифференцированных интрузий с различной сульфидной рудонасыщенностью.

## 4.1. ОЛИВИНЫ

Для интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы содержание оливина в габбро-долеритах служит классификационным признаком для пород. По количеству оливина в разрезе расслоенных интрузий норильского типа сверху вниз различаются три основных дифференциата: безоливиновые (в том числе габбро-диориты и кварцсодержащие разности), оливиновые и пикритовые габбро-долериты. В зависимости от степени дифференциации и химизма исходного магматического расплава в интрузиях могут проявляться различные наборы и соотношения дифференциатов, а также переменные количество и состав оливинов в этих породах.

В расслоенных интрузиях оливин проявляется главным образом в виде трех морфологических типов: идиоморфных кристаллов, пойкилокристов и мелких изометричных зерен-гранул. Для пикритовых габбро-долеритов характерна сегрегационная структура (Годлевский, 1959), образованная идиоморфными кристаллами оливина. Лапчатые пойкилокристы оливина наблюдаются в бедных оливином верхних дифференциатах интрузий, а мелкогранулированные зерна часто совместно с лапчатыми и субидиоморфными встречаются в основных пегматоидах — такситовых габбро-долеритах.

По характеру распределения оливина в разрезе расслоенных массивов можно грубо выделить четыре типа интрузий.

1. Сверху вниз по разрезу интрузии происходит постепенное, но довольно быстрое накопление оливина. Максимальные концентрации оливина приурочены к пикритовым габбро-долеритам, располагающимся в приподошвенных частях, образующим узколокализованный горизонт с аномально высоким содержанием минерала и имеющим резко подчиненное распространение среди других типов пород. Пример таких массивов — пересечения через центральные части интрузий Норильск-I, Талнах и др.

2. Основная масса пород интрузии представлена оливиновыми и троктолитовыми габбро-долеритами. Горизонт наиболее обогащенных оливином пород (пикритовых габбро-долеритов) отсутствует или слабо выражен, причем нередко проявляется в средней части массива. Распределение оливина по разрезу довольно равномерное. Пример таких богатых оливином массивов — интрузии Моронговской группы, Нижнефокинская, Нижненорильская и др. Подобное строение могут иметь также интрузии первого собственно норильского типа в своих прикорневых частях.

3. Обогащенные и бедные оливином дифференциаты в разрезе интрузии чередуются по типу оливиновые — безоливиновые, пикритовые — оли-

виновые, обычно с общей тенденцией к увеличению количества оливина в приподошвенных частях. Такое строение, как отмечено В. В. Золотухиным (Петрология и перспективы..., 1978), имеют интрузии гор Зуб и Моронго, и, кроме того, оно отмечается в бортовых частях некоторых полнодифференцированных интрузий, например Талнахской в Хараелахской ветви. Четкое полосчатое (тонкое и грубое) чередование пород встречается также в слабодифференцированных интрузиях (Среднедудинская в районе Большого Дудинского порога).

4. Интрузии имеют «неполный» набор дифференциатов и расслоены от безоливиновых до оливиновых или от оливиновых до пикритовых, прочие разновидности габбро-долеритов отсутствуют или проявляются спорадически. Такие разрезы могут быть апофизами или бортовыми частями полнодифференцированных интрузий либо представлять самостоятельные слабодифференцированные магматические образования. По этому же принципу сюда можно отнести интрузии отдельных дифференциатов, например Верхнепясинскую пикритовую интрузию. Интрузии четвертого типа представляют абсолютное большинство и разбраковка их перспективности на потенциальную рудоносность имеет весьма важное значение.

Во всех расслоенных интрузиях отмечается общая тенденция повышения железистости ($f$) оливина в габбро-долеритах по мере уменьшения его количества в породе. Это можно проследить на рис. 4.1, построенном по материалам различных исследователей. Диапазон колебания приводимых на графике параметров для различных интрузий неодинаков. Так, в интрузиях Норильск-I, Талнах, Нижнефокинская и других максимальное содержание оливина достигает 50—70% при $f$ = 10—30% Фа комп., в Хунерско-Холуканской группе интрузий (Анастасенко и др., 1965) — 20—43% при $f$ = 26—39% Фа комп., в Аламджахской (Масайтис, 1958) — 20% оливина при $f$=32% Фа комп., в Ханарской (Тараховский, Старицына, 1975) — 68—76% при $f$ = 23% Фа комп., в интрузии Второго порога на р. Курейке (Виленский и др., 1964) — 53% при $f$ = 28% Фа комп., Нижний-I — 47% при $f$ = 30% Фа комп., Нижний-II — 41 при $f$ = 32% Фа комп. и т. д.

По данным В. А. Шаткова (Иванов и др., 1971), в горизонте пикритовых габбро-долеритов в направлении от центральных к периферическим частям рудоносной интрузии происходит повышение железистости оливина от 20—23 до 24—25% Фа комп. В. К. Степановым (1975) отмечается, что в норильских интрузиях на границе между пикритовыми и оливиновыми габбро-долеритами в составе оливинов имеет место резкий скачок железистости (28—32% Фа комп.). В прикорневых частях интрузии, по данным этого автора, между указанными дифференциатами происходит постепенный переход как по железистости оливина, так и по его количеству (без резкого повышения в пикритах). Дополнительно некоторое представление о горизонтальной зональности расслоенных интрузий можно получить в соответствующем разделе книги.

Для рудоносных интрузий благоприятно также проявление в нижней эндоконтактовой зоне дифференцированных интрузий основных пегматоидов с атакситовой структурой, сложенных лапчатыми, идиоморфными и мелкогранулированными зернами оливина, различного состава и размерности кристаллами плагиоклаза и пироксенов. Подробней вопрос о такситовых габбро-долеритах разбирается в специальном разделе книги.

Некоторое представление о характере распределения железистости оливинов в интрузиях с различной рудонасыщенностью дает рис. 4.2. Для построения гистограмм использовались данные по 62 дифференцированным интрузиям Сибирской платформы (Петрология и перспективы..., 1978). Распределение железистости оливинов в наиболее магнезиальных дифференциатах интрузий (рис. 4.2, *а*) имеет нечетко выраженное трехвершинное строение. В направлении возрастания железистости отдельные вершины соответствуют пикритовым, пикрит-троктолитовым и троктоли-

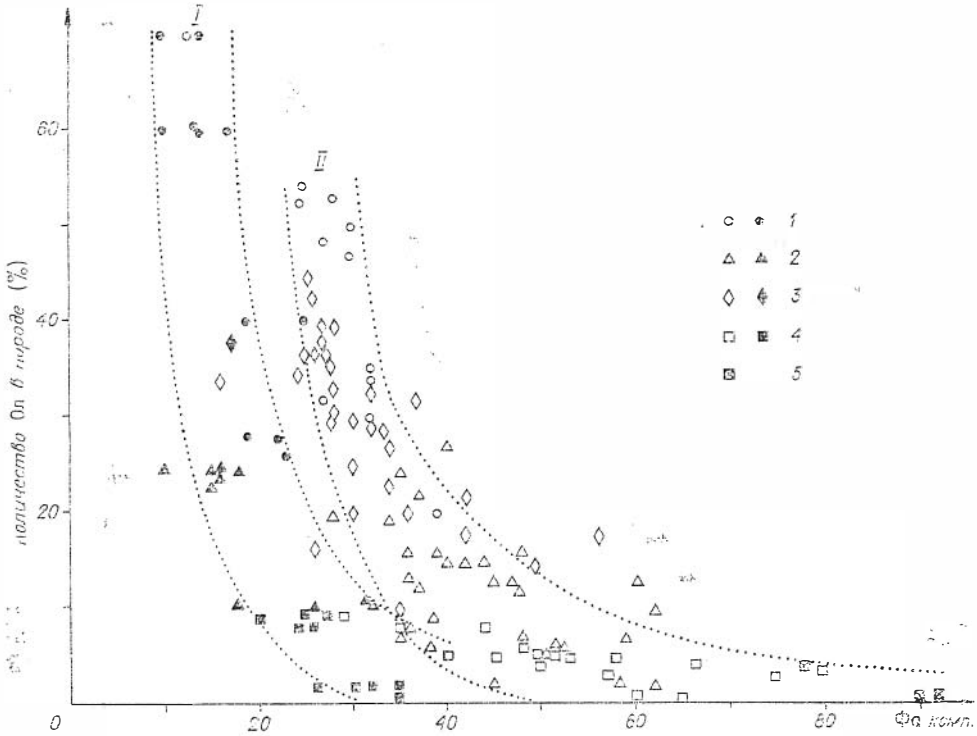



*Рис. 4.1.* Диаграмма зависимости содержания оливина и его железистости в породах дифференцированных интрузий.

*1* — пикритовые габбро-долериты (г-д); *2* — оливиновые г-д; *3* — троктолитовые г-д; *4* — оливинсодержащие г-д; *5* — габбро-пегматиты и гранофиры. Шлейф I (залитые обозначения) — оливины магнезиальных интрузий, шлейф II — оливины из железистых интрузий.

товым габбро-долеритам, которые представляют наиболее магнезиальные породы в различных расслоенных телах. Железистость оливинов верхних дифференциатов имеет довольно широкий диапазон колебания (рис. 4.2,*б*), тем не менее железистость минерала из рудоносных интрузий остается в области сравнительно низких значений. Это подтверждается также гистограммой (рис. 4.2, *в*), которая показывает, что оптимальный диапазон колебания железистости оливинов по разрезу рудоносных интрузий не должен превышать 30% Фа комп.

Поскольку оливины имеют довольно простой химический состав, информативность минерала связана главным образом с его железистостью и отчасти с поведением элементов-примесей, которые в переменных количествах содержатся в нем. Сопоставление и использование для различных построений определений микроэлементов по данным различных лабораторий, как известно, сопряжено с возможными систематическими ошибками при анализах и механической загрязненностью самих проб. При построении графиков (рис. 4.3) мы старались по возможности учитывать это положение, используя в основном микрозондовые определения содержаний компонентов, а при отсутствии их наиболее достоверные количественные спектральные и химические анализы. На приводимых графиках количество микроэлементов в оливинах показано в зависимости от содержания FeO (вес. %). Для сравнения здесь же приведены контуры полей точек оливинов из ультраосновных пород (Васильев, 1978), ближе всего к которым располагаются оливины дифференцированных траппов.

На графике $Cr_2O_3$—FeO шлейф точек оливинов из ультраосновных пород имеет параболический характер, где наиболее хромистые и маложелезистые оливины дайковых меймечитов по мере повышения железистости

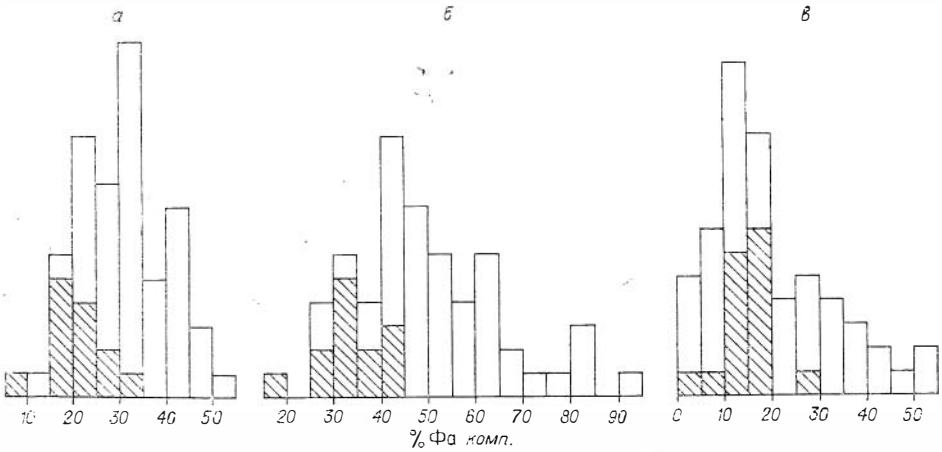



*Рис. 4.2.* Гистограммы железистости оливинов дифференцированных интрузий

*а* — наиболее богатые оливином породы интрузии (нижние дифференциаты); *б* — бедные оливином верхние дифференциаты; *в* — диапазон колебания составов оливинов верхних и нижних горизонтов интрузии. Заштрихован состав оливинов рудоносных интрузий.

и понижения хромистости сменяются «лавовыми» меймечитами, пикритовыми порфиритами и полевошпатовыми пикритами (пикритовыми базальтами) и т. д. (Васильев, 1978). Оливины дифференцированных интрузий имеют сходный с ультраосновными породами параболический характер распределения хрома, но максимальные концентрации в траппах, во-первых, ниже, чем в ультрабазитах, а, во-вторых, накопление элемента происходит при более высокой железистости минерала. Сходную тенденцию, как будет показано ниже, имеет распределение хрома в клинопироксенах.

Содержание никеля в оливинах ультраосновных пород, как было показано Ю. Р. Васильевым (1978), имеет обратную зависимость от железистости минерала. Для оливинов из расслоенных трапповых интрузий распределение элемента имеет скорее параболический характер, как это уже отмечалось для Толстомысовского силла (Феоктистов и др., 1975), нежели линейный (см. рис. 4.3, *б*). Тем не менее из графика NiO—FeO можно видеть, что накопление никеля в породах различного состава происходит при различной железистости оливина. Для дифференцированных интрузий Сибирской платформы можно отметить, что наиболее богаты никелем оливины пикритовых габбро-долеритов, а в оливиновых и оливинсодержащих — количество элемента понижается. Никеленосность оливинов из основных пегматоидов рудоносных интрузий приближается к значениям окисла в пикритовых габбро-долеритах, а долерит-пегматиты слабодифференцированных интрузий по количеству NiO в оливинах соизмеримы с оливинсодержащими дифференциатами (табл. 4.1). На фрагменте к рис. 4.3, *б*, где обозначены поля распространения оливинов из пород расслоенной серии различных интрузий, можно видеть, что наибольшая никеленосность минерала характерна для богатых месторождений.

Содержание марганца в оливинах дифференцированных интрузий имеет прямую зависимость от железистости минерала (см. рис. 4. 3, *в*). Покрытый точками шлейф соответствует оливинам из глубинных включений и ультраосновных пород (Васильев, 1978). Для оливинов дифференцированных интрузий количество MnO увеличивается при повышении железистости минерала в ряду пород: пикритовые—оливиновые — оливинсодержащие габбро-долериты.

Количество кальция в оливинах расслоенных интрузий по микрозондовым определениям составляет 0,10—0,25 вес. %. В химических анализах встречаются и более высокие значения окисла, но, учитывая возможное загрязнение проб плагиоклазом или клинопироксеном, мы их не

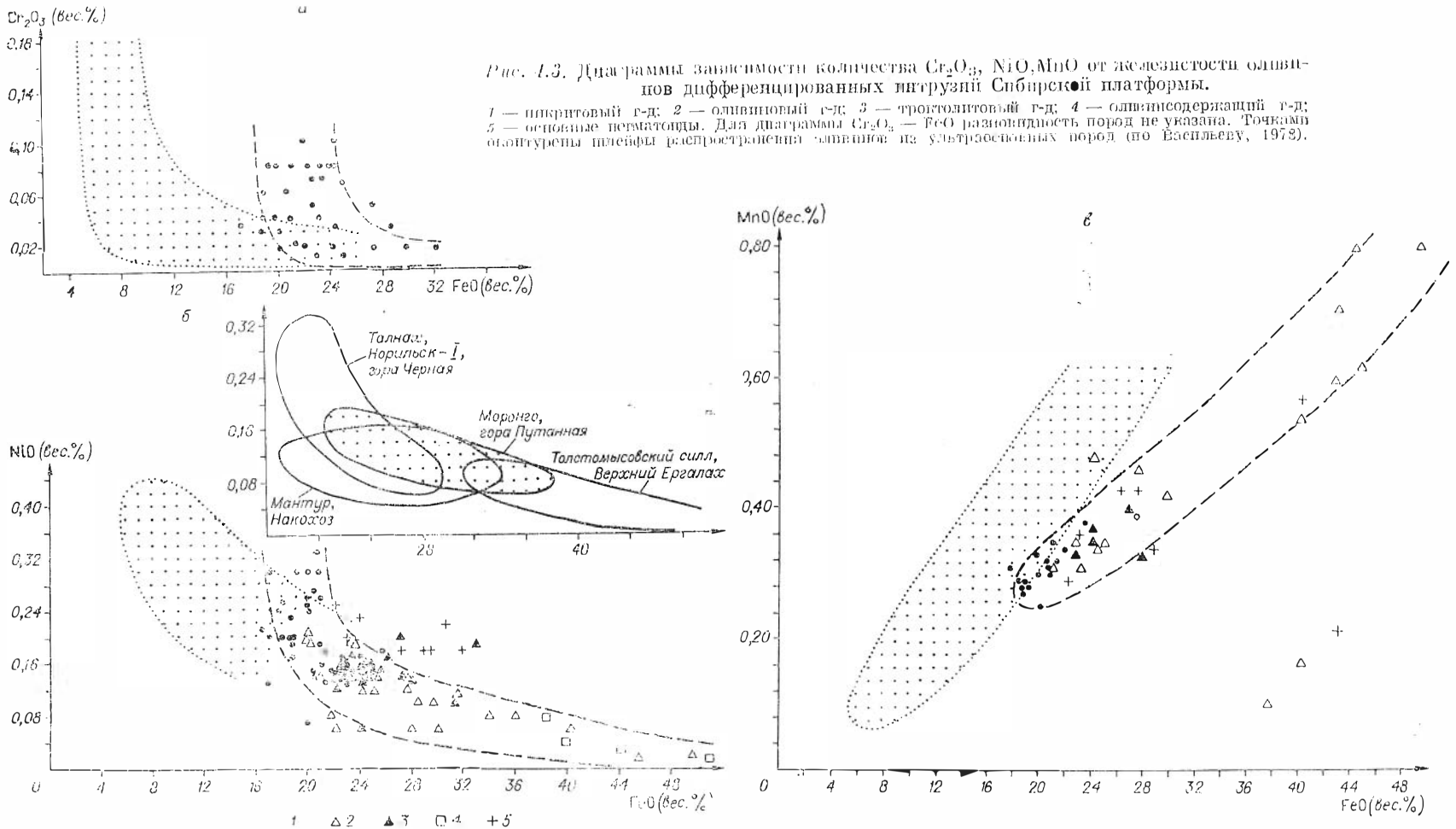



*Рис. 1.3.* Диаграммы зависимости количества $Cr_2O_3$, NiO, MnO от железистости оливинов дифференцированных интрузий Сибирской платформы.

*1* — пикритовый г-д; *2* — оливиновый г-д; *3* — троктолитовый г-д; *4* — оливинсодержащий г-д; *5* — основные перматоиды. Для диаграммы $Cr_2O_3$ — FeO разновидность пород не указана. Точками отмечены шлейфы распространения оливинов из ультраосновных пород (по Васильеву, 1973).

Таблица 4.1

**Содержание никеля в оливинах некоторых дифференцированных интрузий (NiO в вес.%)**

| Интрузия | Пикритовый габбро-долерит | Троктолитовый габбро-долерит | Оливиновый габбро-долерит | Основные пегматоиды |
|---|---|---|---|---|
| Норильск-I | 0,22 (21,9) | — | 0,13 (26,0) | 0,22 (27,5) |
| То же * | 0,16 (23,0) | — | — | — |
| Талнах | 0,26 (23,1) | — | 0,12 (28,5) | 0,32 (34,2) |
| Горы Черной | 0,21 (21,2) | — | 0,10 (34,5) | 0,25 (28,2) |
| Мантур, Наюхоз | 0,13 (22,3) | 0,14 (28,7) | 0,08 (30,3) | 0,19 (32,0) |
| Моронговская группа | 0,145 (25,8) | 0,14 (28,0) | 0,11 (35,9) | — |
| Толстомысовский силл ** | — | 0,090 (62,0) | 0,050 (49,2) | 0,008 (78,8) |

Примечание. Определения NiO для интрузий Мантур, Наюхоз и Моронговской группы интрузий выполнены на микрозонде, остальные—химические анализы. В скобках указана железистость оливина. Данные приведены по Рябову, Золотухину (1977); * — по Генкину и др. (1970), ** — по Феоктистову и др. (1975).

рассматриваем. Количество CaO в оливинах из траппов возрастает от пикритовых к оливиновым габбро-долеритам (на примере интрузий Имангдинского рудного узла; Рябов, Золотухин, 1977). В целом для оливинов ультраосновных — основных пород намечается тенденция некоторого повышения кальциевости с повышением железистости, однако дисперсия содержаний даже в однотипных породах довольно велика.

Таким образом, оценивая вклад оливина (особенности его проявления и состава) в минералогические критерии при поисках рудоносных интрузий, следует отметить следующее.

1. Неравномерное асимметричное распределение оливина в разрезе магматического тела является важным показателем дифференциации магматического расплава. Наиболее перспективными на нахождение сульфидных медно-никелевых руд следует считать интрузии, которые имеют узколокализованный горизонт богатых (свыше 50%) оливином пикритовых габбро-долеритов в приподошвенных частях массивов.

2. Повышение железистости оливинов происходит в направлении от богатых оливином пород к бедным, показывая тем самым направление кристаллизационной дифференциации магматического расплава. Для пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий характерна наиболее высокая магнезиальность (не выше 30—35% Фа комп.) оливинов. Оптимальный диапазон колебания железистости оливинов по разрезу расслоенной серии рудоносных интрузий составляет 30%.

3. Поведение элементов-примесей (Cr, Ni, Mn, Ca) в оливинах находится в зависимости от железистости минерала и отражает единую для расслоенной серии пород геохимическую специализацию магматического расплава и эволюцию химизма оливина в ходе кристаллизации. Являясь продуктом глубинной кристаллизации, оливины пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий обогащены Cr, Ni и бедны Mn, Ca, накопление которых происходит в оливинах повышенной железистости из верхних дифференциатов интрузий.

## 4.2. ПЛАГИОКЛАЗ

Для расслоенных интрузий в целом количество плагиоклаза в породах, как известно, резко преобладает над фемическими минералами. В разрезе дифференцированных интрузий количество и состав плагиоклаза изменяется в направлении от богатых оливином пород (пикритовых габбро-долеритов) к безоливиновым габбро-долеритам. Минимальные содержания плагиоклаза приурочены к пикритовым габбро-долеритам (10—15%), а наибольшие скопления находятся в верхних дифференциатах инт-

рузии и основных пегматоидах, где его количество достигает 60—75%. В строении многих интрузий принимают участие троктолитовые габбро-долериты до троктолитов — породы, по количеству оливина приближающиеся к пикритовым габбро-долеритам, но обогащенные плагиоклазом и бедные пироксеном. Троктолитовые габбро-долериты дают постепенные переходы к оливиновым и пикритовым габбро-долеритам по количеству породообразующих минералов. Большую роль эти породы играют в разрезах ряда интрузий, таких как Моронговская группа интрузий, Нижнеталнахская и др., в ряде случаев являясь основным и наиболее высокомагнезиальным дифференциатом.

В дифференцированных интрузиях выделяются три основные генерации плагиоклаза: широкие таблицы, призмы и лейсты. В габбро-диоритах и габбро-пегматитах дополнительно устанавливаются плагиоклазы в виде микрографических срастаний с кварцем и калишпатом и его микролиты. Широкие таблицы, представляющие протовыделения минерала, в породах интрузии обычно имеют наиболее основной состав и проявляются в виде порфировых выделений и линзовидных обособлений в богатых оливином породах, а в ряде случаев встречаются в составе довольно крупных габброидных тел (Коровяков и др., 1963; Лихачев, 1965; и др.). Таблицы высокоосновного плагиоклаза встречаются во всех дифференциатах интрузии (Иванов и др., 1971), но сохранность их обычно лучше всего в богатых оливином породах. В верхних дифференциатах таблицы плагиоклаза, как правило, сильно корродированы или вообще отсутствуют, по-видимому, в результате полного растворения. Призматические кристаллы плагиоклаза образуют офитовые срастания с оливином и пироксеном, а лейстовидные встречаются в виде пойкилитовых вростков в этих минералах, а также в закаленных фациях контактовых пород. В основных пегматоидах можно встретить сразу все три морфологических типа плагиоклазов.

В расслоенных интрузиях направленность процесса кристаллизационной дифференциации отражается в повышении щелочности плагиоклазов снизу вверх по разрезу магматического тела от пикритовых к безоливиновым габбро-долеритам. Состав плагиоклазов богатых оливином пород расслоенных интрузий обычно колеблется от лабрадора до анортита. Более кислые плагиоклазы (олигоклаз-андезин) встречаются в слабодифференцированных интрузиях и недифференцированных субщелочных траппах, а также в верхних горизонтах полнодифференцированных интрузий. В целом по разрезу расслоенных интрузий норильского типа состав плагиоклаза изменяется от анортита до альбита. Проявления последних приурочены к «шапкам» габбро-диоритов (метадиоритов), диорито-, монцонито-, сиенитоподобных пород, встречающихся в кровельных частях интрузий и описанных рядом исследователей. Некоторое представление о составе плагиоклазов из горизонтов богатых оливином пород дифференцированных интрузий дает рис. 4.4. Гистограмма построена по материалам 62 интрузий (Петрология и перспективы..., 1978), положение рудоносных интрузий (Норильск-I, Талнах, Мантур, Имангда, Зуб и др.) заштриховано.

Плагиоклазы дифференцированных интрузий имеют зональное строение, отражающее неравновесные условия кристаллизации магматического расплава и направленность этого процесса в ходе формирования пород. Зональность всегда прямая, разница составов центральных и периферических зон минерала порою достигает 20—30 номеров, а при сравнении различных генераций и того больше.

Эволюция состава зональных кристаллов и последовательно образующихся генераций плагиоклаза в различных типах пород в некотором приближении имеет сходство с общей для расслоенной интрузии тенденцией раскисления минерала снизу вверх по разрезу. Это, естественно, вытекает из механизма кристаллизационной дифференциации, когда формирующиеся фазы находятся в равновесии с расплавом. Изменяющийся состав зональных кристаллов отвечает эволюции химизма расплава в ходе кристал-

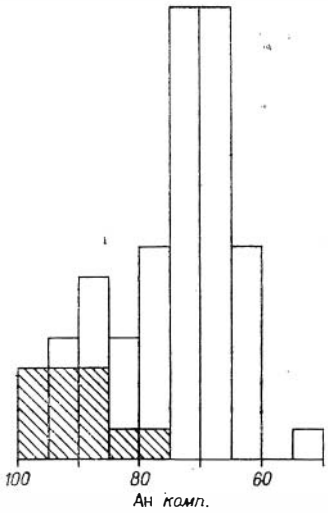



*Рис. 4.4.* Гистограммы состава плагиоклазов из высокомагнезиальных пород дифференцированных интрузий Сибирской платформы. Заштрихован состав минерала из рудоносных интрузий.

лизации, а крайние зоны кристаллов и последние генерации минерала соответствуют составу остаточного расплава. Это общеизвестное и очевидное для плагиоклазов положение следует учитывать при изучении и сопоставлении других, ассоциирующих с ним, зональных кристаллов, в частности клинопироксенов, о которых будет говориться ниже. Из этого следует, что зональные кристаллы в общих чертах несут информацию о физико-химических особенностях формирования всего интрузива, в миниатюре повторяя его асимметричную макрозональность.

В связи с этим можно считать, что зональность плагиоклазов и ее интенсивность являются немаловажными поисковыми признаками дифференцированных интрузий. Благоприятным фактором следует считать также широкий диапазон колебания состава плагиоклаза расслоенных интрузий. Если в рудоносных интрузиях колебания состава плагиоклаза охватывают практически весь изоморфный ряд от анортита до альбита, то в Ханарской и моронговских интрузиях он ограничивается только основными составами, в интрузиях Аламджах, Деген и других, наоборот, основность не повышается выше лабрадора и т. д.

Химический состав плагиоклазов расслоенных интрузий в связи с зональностью кристаллов и наличием различных генераций его в одной породе дает некоторый усредненный состав минерала, и поэтому использование его должно учитывать это положение. Тем не менее, даже по этим усредненным анализам закономерность последовательного изменения состава по разрезам интрузий оказывается очевидной (Рябов, Золотухин, 1977). Хорошую сходимость с химическими анализами, как известно, дает определение состава плагиоклаза кристаллооптическими методами с использованием диаграмм состав — свойство. Учитывая это обстоятельство, по материалам измерений плагиоклазов на федоровском столике нами была построена диаграмма Ca + Na + K/Al — Si/Al для пород дифференцированных интрузий (Рябов, 1974). Эта диаграмма отчетливо демонстрирует эволюцию щелочности-кислотности расплава по уменьшению Ан комп. в плагиоклазах снизу вверх по разрезу интрузий. Кроме того, использование этих отношений для сосуществующих алюмосиликатов позволило установить сопряженное изменение составов плагиоклазов и клинопироксенов в габбро-долеритах.

Таким образом, плагиоклазы — это чуткие индикаторы кристаллизационной дифференциации. Наиболее основные плагиоклазы встречаются в высокомагнезиальных дифференциатах расслоенных интрузий. Для рудоносных интрузий характерны широкие вариации состава минерала как по разрезу магматического тела, так и в зональных кристаллах. Положительным фактором при поисках рудоносных интрузий могут быть проявления богатых плагиоклазом основных пегматоидов в нижней эндоконтактовой зоне интрузии, особенности которых рассматриваются отдельно.

### 4.3. ПИРОКСЕНЫ

Ранее проведенные исследования позволили установить развитие в габбро-долеритах дифференцированных интрузий двух типов клинопироксенов: пижонит-авгитов или нормальных пижонитов и реже встречае-

мых бедных кальцием субкальциевых пижонитов. Из ортопироксенов встречаются также две разновидности: магнезиальная (бронзит) и железистая (гиперстен) (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Виленский и др., 1964; Золотухин, 1964а; и др.).

Как было показано М. Н. Годлевским (1959), при формировании расслоенных интрузий норильского типа первыми кристаллизуются нормальный пижонит и бронзит из горизонта пикритовых габбро-долеритов. Снизу вверх по разрезу в зависимости от состава вмещающих пород происходит образование бедных и богатых кальцием клинопироксенов, магнезиальный ортопироксен исчезает, его место занимает пижонит, который в результате инверсии замещается гиперстеном (Виленский, 1967).

В зависимости от исходного состава и особенностей кристаллизации магматического расплава среди траппов встречаются различные по составу пироксенов интрузии. Принимая это во внимание, А. М. Виленский (1967) по характеру эволюции состава и различным модификациям пироксенов выделил четыре типа трапповых интрузий, подразделив их еще на магнезиальный и железистый подтипы (табл. 4.2). Как следует из этой классификации, на сульфидное медно-никелевое оруденение перспективны интрузии магнезиального подтипа полипироксенового типа.

Ортопироксены в габбро-долеритах расслоенных интрузий менее распространены, нежели клинопироксены. Состав ортопироксенов закономерно изменяется в разрезах интрузий и в этом плане служит индикатором кристаллизационной дифференциации. В пикритовых габбро-долеритах рудоносных интрузий железистость ортопироксена выше, чем у ассоциирующего с ним оливина ($Ол_{21}$—$Гип_{22}$), а в оливиновых габбро-долеритах соответственно ниже ($Ол_{34}$ — $Гип_{32}$; $Ол_{49}$ — $Гип_{36}$) (Степанов, 1975). В слабооруденелых и безрудных интрузиях железистость ортопироксена в наиболее магнезиальных дифференциатах остается ниже железистости оливина. Так, в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах моронговских интрузий по данным микрозонда $Ол_{27}$ ассоциирует с $ОртП_{24,4}$, а в $Ол_{28,6}$ — с $ОртП_{27,7}$ (Рябов, Золотухин, 1977); в одноименных породах Хуперско-Холуканской группы интрузий (Анастасенко и др., 1965) установлено соответственно $Ол_{27-36}$ — $ОртП_{24}$ и $Ол_{26-30}$ — $ОртП_{24}$. В этом плане представляет интерес Ханарская интрузия (Тараховский, Старицына, 1975), в пикритах которой определена ассоциация $Ол_{23}$ — $ОртП_{30}$. Наряду с этим железистость ортопироксена в богатых оливином габбро-долеритах (пикритовых, троктолитовых) из моронговских и имангдинских интрузий по микрозондовым определениям выше,

Таблица 4.2

**Классификация основных интрузий по характеру эволюции химизма пироксенов (Виленский, 1967)**

| Тип | Подтип | | |
|---|---|---|---|
| | магнезиальный | железистый | безоливиновый |
| Полипироксеновый | Норильск-I, Нижний-I, Стиллуотер | Скаергард, Ред-Хилл | — |
| Трехпироксеновый | Второй порог, Нижний-II | Верхнегорбпачинская | — |
| Двупироксеновый | Нижнетомбинская, Велингна | Аламджах (западный комплекс), Анакитская | — |
| Однопироксеновый | Вавукан, Улахан-Ава, 1-й порог, Курейская, интрузивные траппы Тунгусского бассейна | Холомолах, Аламджах (восточный комплекс) | Интрузивные траппы Подкаменной Тунгуски, палагонитовые и субщелочные долериты бассейна рек Чопы, Ахтаранды и других районов |

чем у ассоциирующих с ними клинопироксенов. Характер сопряженного изменения составов орто- и клинопироксенов для ряда расслоенных интрузий показан на диаграммах-трапециях Хесса (Золотухин, 1964а; Виленский, 1967; Дистлер и др., 1976; и др.).

Детальная характеристика особенностей физико-химических условий кристаллизации пироксенов интрузивных траппов приводится в ряде работ А. М. Виленского (1967; Виленский и др., 1970; и др.). Он показал, что железистость пироксенов зависит главным образом от изменения щелочности-кислотности, кремнекислотности и парциального давления кислорода. Кроме того, с увеличением щелочности и кремнекислотности расплава уменьшается глиноземистость клинопироксенов, происходят изоморфные замещения по схеме Ca → (Mg, Fe) и в минерале повышается содержание щелочей.

Если ранние исследования пироксенов базировались на материалах кристаллооптических исследований минералов, то в последнее время в геологической литературе опубликовано более 300 химических анализов пироксенов и представляется возможным внести некоторые существенные коррективы и уточнить наши представления о закономерностях изменения состава минералов и особенностях их кристаллизации.

Клинопироксен (КлП), как известно, является постоянной составляющей траппов, а его сравнительно многокомпонентный состав — высокоинформативным показателем физико-химических условий кристаллизации магматического расплава. Исследования последних лет показали, что основная масса КлП расслоенных интрузий представлена авгитами. Кроме того, в последнее время В. Б. Дистлером с соавторами (1976) в кварцсодержащих габбро-долеритах такситового горизонта описан бедный глиноземом высококальциевый КлП диопсид-геденбергитового ряда, в котором в виде пластинчатых продуктов распада встречается субкальциевый авгит, ферриавгит.

Одна из особенностей клинопироксенов рудоносных расслоенных интрузий — наличие ярко выраженных зональных (зеленых и бурых) разновидностей минерала в различных по составу габбро-долеритах. Менее яркая цветовая зональность отмечается в других массивах, например в интрузиях Курейского района (Годлевский и др., 1971), интрузии Улахан-Вава (Виленский, 1967) и силлах юга Сибирской платформы (Феоктистов и др., 1975). В принципе зональность минералов характерна для всех гипабиссальных интрузий, кристаллизующихся в неравновесных условиях. Траппповые интрузии относятся именно к этому типу магматических образований, а некоторыми исследователями (М. Ф. Смирнов, Г. Д. Маслов, М. К. Иванов и др.) норильские рудоносные интрузии более конкретно классифицируются как субвулканические.

Окраска КлП обусловлена особенностями проявления малых компонентов (хрома и титана) — сильных хромофоров. В дифференцированных рудоносных интрузиях зеленая разновидность КлП встречается в богатых оливином дифференциатах (пикритовые, оливиновые и троктолитовые габбро-долериты), а бурая — проявляется самостоятельно в бедных оливином и безоливиновых габбро-долеритах, а также обрастает зеленую в низких дифференциатах. Зеленые КлП имеют $f < 21{,}9$ ат.%, а бурые — выше этого значения (Рябов, Золотухин, 1977).

Первые данные по особенностям нахождения и химизму зеленых и бурых КлП из зональных кристаллов были опубликованы А. Д. Генкиным с соавторами (1970). Оказалось, что диапазон изменения общей железистости КлП интрузии Норильск-I составляет около 10%, причем приближающиеся к этому значению колебания (7,1%) происходят даже в пределах одного дифференциата между зеленой и бурой разновидностями в зональных кристаллах. Наибольшие различия по железистости отмечаются для зеленых (16%) и бурых (25,4%) разновидностей, а в целом по разрезу расслоенной интрузии повышения железистости КлП не про-

исходит. К подобным выводам пришли и другие исследователи (Годлевский и др., 1971; Додин, Шатков, 1971; Иванов и др., 1971). Отмечая сходную с интрузией Норильск-I ситуацию на Талнахе, М. Н. Годлевский с соавторами (1971) считают, что «постоянство составов моноклинных пироксенов по отношению к основным компонентам по всему разрезу интрузии... свидетельствует о выравнивании параметров состояния магматической системы к моменту кристаллизации клинопироксенов».

Действительно, основные минералообразующие окислы, пересчеты их на миналы и т. п. в обычном для сравнения виде не дают представления о какой-либо определенной закономерности или тенденции к изменению. На диаграмме-трапеции Хесса КлП из различных типов пород образуют всего-навсего компактный рой точек, свидетельствуя о близком по содержанию Эн, Волл и Фс составе исследуемых минералов.

Нам представляется, что при выяснении особенностей образования КлП прежде всего следует учитывать механизм кристаллизационной дифференциации, о котором говорилось при рассмотрении зональных плагиоклазов. Кристаллизация КлП в расслоенных интрузиях начиналась с зеленых разновидностей в пикритовых габбро-долеритах до светло-зеленых и светло-коричневых (бурых) в безоливиновых габбро-долеритах. В ходе процесса кристаллизации начальные фазы обрастали поздними буро-коричневыми, формирование которых осуществлялось из остаточного расплава. Колебание железистости КлП в пределах одного типа пород, о котором уже сообщалось, отражает диапазон изменения химизма расплава этого горизонта от начала до конца кристаллизации минерала. Повышение железистости периферических частей зональных кристаллов КлП является общей закономерностью для всех гипабиссальных интрузий и эффузивных пород не только траппповой формации. Центральные части кристаллов КлП несут информацию о начале кристаллизации минерала, а периферические — о завершающем этапе. В целом для дифференцированных интрузий норильского типа, как известно, последовательность минералообразования идет снизу вверх. Эволюция химизма расплава шла от зеленых к бурым КлП, поэтому изменение состава КлП по разрезу интрузии целесообразно рассматривать по центральным его частям зональных кристаллов, а в связи с отсутствием таковых данных, направленность процесса можно проследить, учитывая цветовую зональность минерала.

Как было показано нами ранее (Рябов, Золотухин, 1977), железистость КлП изменяется от 15 до 57 ат.%. На гистограммах распределения железистости КлП по породам расслоенных интрузий норильского типа максимум железистости последовательно смещается от пикритовых к безоливиновым габбро-долеритам. Эти гистограммы были построены для КлП по типам пород без различия их окраски, тем не менее преобладание маложелезистых зеленых разновидностей в нижних дифференциатах, а более железистых бурых — в верхних дифференциатах отчетливо показывает общую тенденцию изменения состава минерала. Другой наглядный пример повышающейся железистости КлП снизу вверх по разрезу расслоенных интрузий и, наряду с этим, увеличения ее в направлении центр — край в зональных кристаллах приведен на диаграммах, связывающих $(Ca + Na + K)/\Sigma Fe - Mg/\Sigma Fe$ (рис. 4.5). Здесь на фрагменте *а* показано положение точек КлП рудоносных интрузий норильского типа, интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы (здесь и далее по данным Вилекского, 1967) и силлов юга Сибирской платформы (Владимиров, 1962; Феоктистов и др., 1975). КлП двух последних районов не имеют высокомагнезиальных разновидностей и располагаются в области бурых КлП рудоносных норильских интрузий, которые в свою очередь дают широкий диапазон колебания железистости. На рис. 4,5, *б* видно, что в норильских интрузиях зеленые КлП — высокомагнезиальные, а бурые — железистые, причем повышение железистости происходит в направлении от пик-

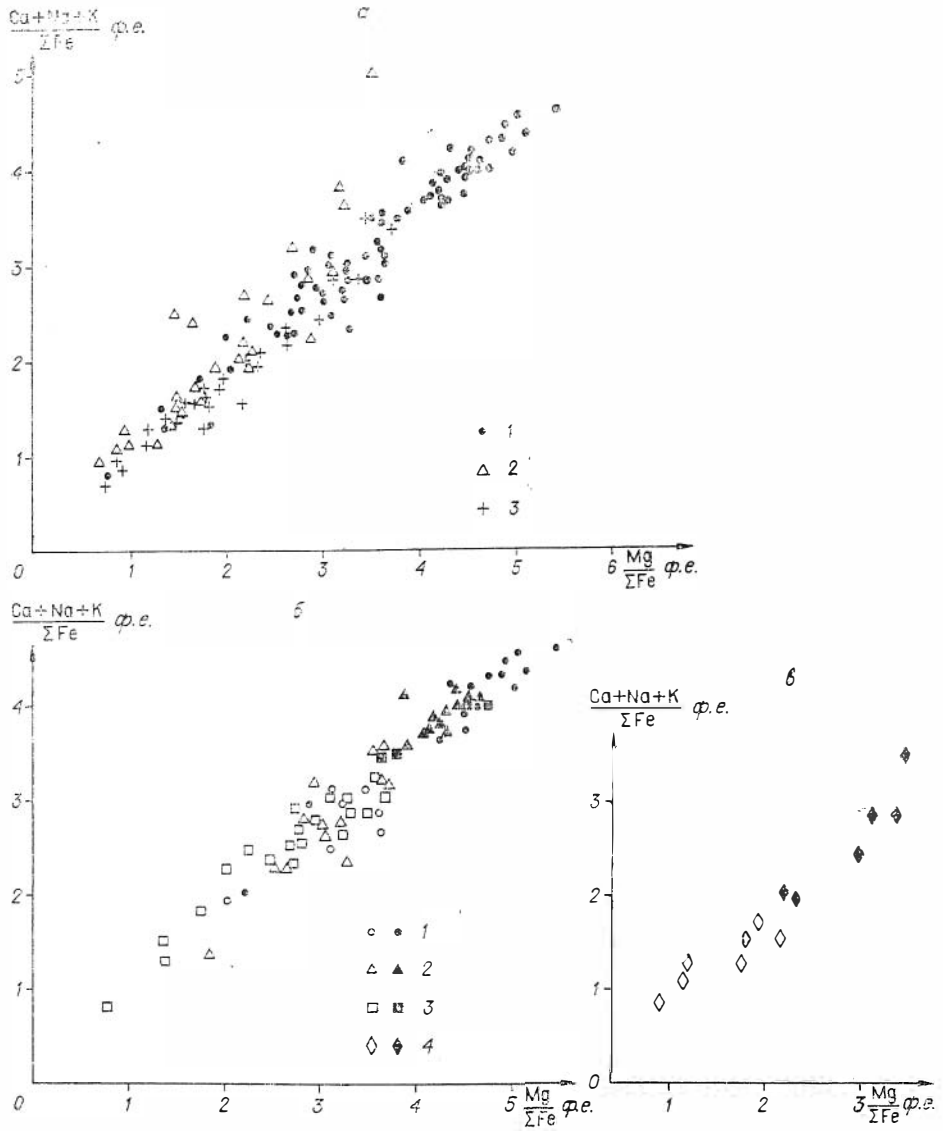



*Рис. 4.5.* Диаграмма (Ca + Na + K)/ΣFe — Mg/ΣFe для КлП расслоенных серий пород дифференцированных интрузий.

*а*: *1* — Норильск-I, Талнах, Мантур, Нахохоз; *2* — интрузии восточного борта Тунгусской синеклизы (Улахан-Вава, Аламджах, Холомолах, Нижняя Томба, Нинима, Бавукан, Велингна); *3* — Толстомысовский, Усольский и Маргудольский силлы.

*б*: интрузии норильского типа (Норильск-I, Талнах). *1* — пикритовый г-д; *2* — оливиновый г-д; *3* — оливинсодержащий и безоливиновый г-д; *4*—троктолитовый и оливиновый г-д. Залитые обозначения — зеленые КлП, незалитые — бурые.

*в*: Толстомысовский силл.

ритовых к безоливиновым габбро-долеритам. Сходная тенденция повышения железистости в зональных кристаллах КлП отмечается также в габбро-долеритах Толстомысовского силла (рис. 4.5, *в*).

Отрицая представление о «постоянном составе» КлП норильских интрузий, в качестве показателя кристаллизационной дифференциации были предложены (Рябов, 1974) отношения (Ca + Na + K)/Al — Si/Al, которые рассматривались для минерала из различных типов пород. На диаграмме, построенной в этих координатах, точки анализов КлП вытягиваются узкой цепочкой с минимальной дисперсией. В левой части диаграммы концентрируются высокоглиноземистые КлП из пикритовых

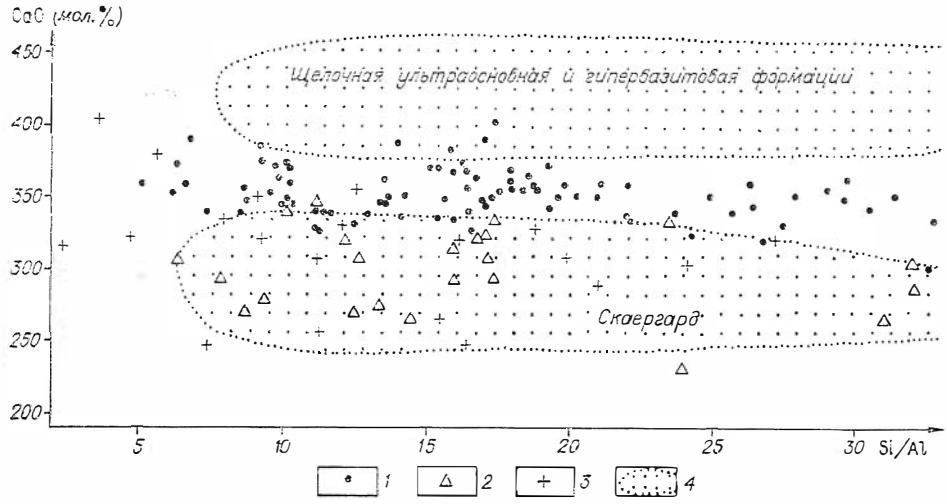



*Рис. 4.6.* Диаграмма CaO — Si/Al для клинопироксенов из траппов и ультраосновных пород.

*1* — рудоносные интрузии Талнах и Норильск-I; *2* — интрузии юга Сибирской платформы; *3*[1] — интрузии восточного борта Тунгусской синеклизы; *4* — поля распространения КлП ультраосновных пород и интрузии Скаергард, построенные по материалам Н. Л. Добрецова и др., (1971 г.), Л. В. Агафонова и др. (1976), Ю. Р. Васильева, В. В. Золотухина (1975).

габбро-долеритов, в правой — бедные глиноземом и богатые кремнеземом КлП из безоливиновых габбро-долеритов, между ними — КлП из оливиновых пород. КлП из основных пегматоидов дают широкий диапазон колебания отношений, обусловленный вариациями состава вмещающих пород и особенностями их формирования. Существование зональных кристаллов и постепенные переходы между типами пород дают некоторое перекрывание полей распространения КлП отдельных дифференциатов, но общая тенденция тем не менее сохраняется. Сопряженное изменение указанных отношений в сосуществующих клинопироксенах и плагиоклазах свидетельствует о сходной закономерности в изменении состава этих минералов в ходе кристаллизационной дифференциации и отражает эволюцию щелочности-кислотности расплава.

Содержание кальция в КлП, как было отмечено выше, широко варьирует. Богатые CaO КлП свойственны высокомагнезиальным дифференциатам расслоенных интрузий и отчасти субщелочным производным траппов, имеющих, кроме того, и высокую глиноземистость. КлП норильских рудоносных интрузий по кальциевости отчетливо выделяются среди других трапповых интрузий и занимают промежуточное положение между КлП ультраосновных пород различных формаций и типичных базальтоидных интрузий (рис. 4.6). Изменение кальциевости КлП в направлении центр — край зональных кристаллов и снизу вверх по разрезу расслоенной серии пород интрузии сопряжено с изменением содержания Ан комп. в ассоциирующих с КлП плагиоклазах. Следует отметить, что направленность изменения химизма в зональных кристаллах КлП, идущая с уменьшением содержаний Ca●, $Al_2O_3$ и повышением $SiO_2$, характерна для минерала из интрузий трапповой формации в отличие, например, от расслоенных интрузий сиенит-габбровой формации (Кривенко и др., 1974).

Микрозондовое профилирование зональных кристаллов КлП позволило В. В. Дистлеру (1977) уточнить характер изоморфизма в минерале и установить довольно интересную особенность этих замещений. Оказалось, что в КлП пикритовых габбро-долеритов повышение железистости периферических частей зональных кристаллов связано с изменением соотношения Ca — Fe при сравнительно постоянной магнезиальности, а в дру-

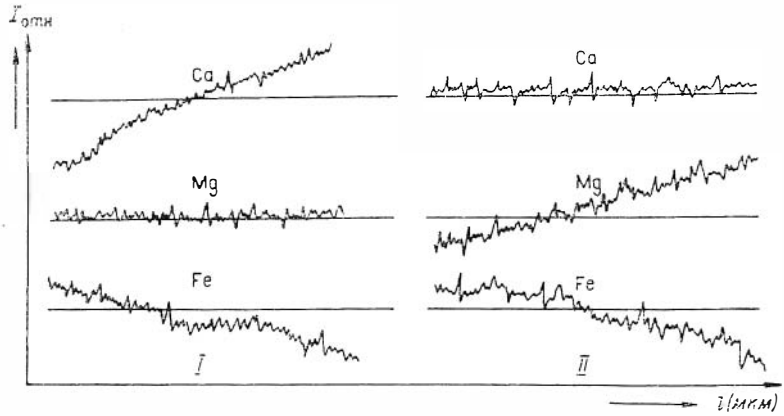



*Рис. 4.7.* Концентрационные кривые распределения Fe, Mg, Ca в зональных клинопироксенах из пикритового (I) и безоливинового (II) габбро-долеритов (Дистлер и др., 1976).

гих дифференциатах интрузии происходит изменение Mg — Fe при относительной стабильности кальция (рис. 4.7).

Немаловажное значение в составе КлП имеют малые компоненты, содержания которых порою превышают 1 вес.% и относительно которых в геологической литературе существуют различные суждения.

Детальное исследование по распределению титана и хрома в КлП с использованием большого количества частных химических определений окислов было проведено М. Н. Годлевским с соавторами (1971). Нами была рассмотрена зависимость содержания $TiO_2$ и $Cr_2O_3$ от общей железистости ($f$) минерала в породах различных формаций, в том числе и траповой (Рябов, 1978). В настоящей главе приводятся графики (рис. 4.8, 4.9) для КлП из интрузивных траппов Сибирской платформы в сравнении с некоторыми типами пород других формаций, а также материалы для зональных кристаллов.

На рис. 4.8, *а* видно, что с увеличением $f$ шлейф точек распадается на три основных направления: крутое (щелочной уклон), пологое и приближающееся к субгоризонтальному (известково-щелочной уклон). Пологое направление при дальнейшем повышении $f$ переходит в горизонтальное. Поле точек ферроегаббро Скаергарда имеет верхнюю границу при $TiO_2$ = 1,7 вес.%, соответствующую КлП из ферродиоритов и гранофиров (Рябов, 1978). Для пород Скаергарда были использованы данные Н. Л. Добрецова и др. (1971) без учета возможного завышения $TiO_2$ за счет примеси рудных минералов, о которых говорится в работе (Нестеренко, Альмухамедов, 1973).

В поле пикритов — щелочных пикритов базальтоидных формаций (см. рис. 4.8, *а*) ложатся точки КлП, как правило, из богатых оливином пород расслоенных траповых интрузий, причем точки КлП мороиговских интрузий концентрируются в верхней части шлейфа, а для других интрузий они дают некоторый рассев вдоль вертикальной оси. Для рудоносных интрузий вообще характерны широкие колебания титанистости КлП даже в пределах одной породы при небольших изменениях $f$. Одиночные точки, располагающиеся вдоль крутого направления, представляют КлП из щелочных габброидов Талнаха и Верхнегорбиачинской интрузии, сюда же ложатся КлП из субщелочного трахидолерита. Отчетливо распадаются по щелочности на два шлейфа обогащенных $TiO_2$ клинопироксенов Маргудольского (Владимиров, 1962), Толстомысовского и Усольского силлов (Феоктистов и др., 1975) и бедных этим окислом клинопироксенов из интрузий восточного борта Тунгусской синеклизы (Масайтис, 1958; Виленский, 1967). Наиболее отчетливо характер изменения титанистости зональ-

ных кристаллов КлП виден на фрагментах (см. рис. 4.8, *б*). Для КлП из пикритовых габбро-долеритов Талнаха и Норильск-I отмечается резкое увеличение титанистости при минимальном повышении *f* (щелочной уклон). В КлП из богатых оливином пород других интрузий (например, Мантур, Накохоз) направление изменения титанистости менее крутое, а в ряде объектов еще больше выполаживается, соответствуя щелочно-известковому пути кристаллизации расплава. Последнее направление характерно абсолютному большинству расслоенных интрузий, за исключением интрузий с высокой рудонасыщенностью, в которых эта тенденция проявляется только в верхних дифференциатах, а КлП пикритовых габбро-долеритов имеют щелочной уклон.

Изучение КлП из магматических пород различной щелочности и кремнекислотности, проведенное А. М. Виленским с соавторами (1970), показало, что поведение титана в КлП «определяется кремнекислотностью и не зависит от щелочности». Они приходят к выводу, что в недосыщенных кремнекислотой породах с оливином и нефелином КлП имеют резко повышенную титанистость, независимо от щелочности, условий формирования, а КлП насыщенных кремнекислотой пород всегда имеют пониженную титанистость. Кроме того, упомянутые авторы считают, что Ti изоморфно замещает Si, находясь в группе *Z*.

Проведенные нами исследования (Рябов, 1978) показали обратное: титанистость КлП прежде всего зависит от щелочности пород. Это отчасти можно проследить и на рис. 4.8, *а*, где количество титана в КлП увеличивается в ряду пород от ультраосновных к щелочно-ультраосновным и от нормальных пикритов к щелочным. Сходная тенденция имеет место и в ряду основных пород, у которых титанистость КлП возрастает по направлению от нормальных к щелочным габброидам. Это вполне согласуется с представлениями В. С. Соболева (1949) о влиянии повышенной щелочности и окислительного потенциала на преимущественное вхождение титана в силикаты, а не в окислы. Также недостаточно оснований утверждать об изоморфизме Ti только с Si. Как известно из экспериментальных работ (Цветков, 1951), Ti в пироксены может входить в трех- и четырехвалентной форме, причем фиолетово-розовый (бурый, коричневый) цвет и плеохроизм титан-авгитов дает лишь $Ti^{3+}$. В проведенных экспериментах вхождение $Ti^{3+}$ в КлП в довольно больших количествах осуществлялось при наличии глинозема в составе $CaTi^{3+}(AlSi)O_6$, т. е. в шестерную координацию. В случае отсутствия $Al_2O_3$ в опытах Ti с трудом входил в решетку КлП из-за ограниченного изоморфизма с Si. Статистические работы по КлП (Добрецов и др., 1971) подтвердили возможность изоморфизма Ti как с Mg, так и с Si, хотя о масштабах вхождения $Ti^{3+}$ и $Ti^{4+}$ в ту или иную позицию пока говорить не приходится, поскольку они не определяются обычными химическими методами.

Г. В. Нестеренко и А. И. Альмухамедов (1973), рассматривая титанистость КлП из дифференцированных траппов Сибирской платформы и интрузии Скаергард, приходят к выводу, что содержание $TiO_2$ в КлП не может превышать 1,0 вес. %, а имеющиеся в литературе определения более высоких значений окисла они объясняют загрязнением проб рудными минералами. Г. Д. Феоктистов с соавторами (1975) считают эти выводы необоснованными, поскольку вышеуказанные авторы, обладая ограниченным количеством анализов, якобы не уловили зависимости содержания $TiO_2$ от железистости КлП и, кроме того, ими не были учтены имеющиеся в Скаергарде и отсутствующие в траппах Сибирской платформы обогащенные $TiO_2$ высокожелезистые КлП.

Относительно возможных концентраций $TiO_2$ в КлП можно вновь обратиться к диаграммам $TiO_2$ — *f*, приведенным нами в работе (Рябов, 1978). Накопление $TiO_2$ в КлП происходит главным образом с повышением щелочности пород при незначительном повышении железистости минерала. В интрузиях, кристаллизующихся по скаергардскому пути,

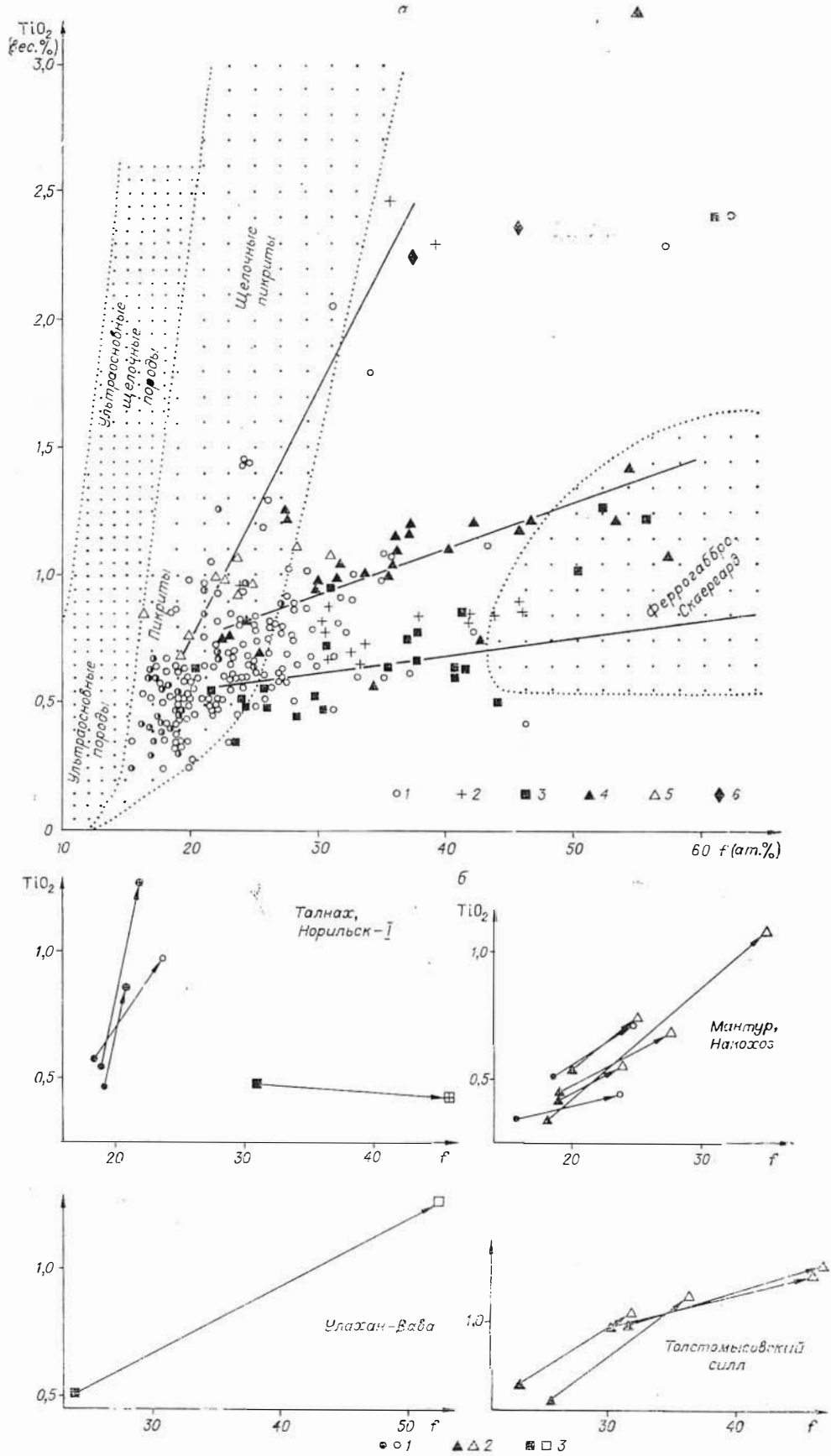

а
$TiO_2$ (вес.%)
Ультраосновные породы
Щелочные породы
Щелочные пикриты
Пикриты
Ультраосновные породы
Феррогаббро Скаергаард
f (ат.%)
б
Талнах, Норильск-I
Мантур, Нижнехоз
Улахан-Бава
Толстомысовский силл
f

*Рис. 4.8.* Диаграмма $TiO_2$ — $f$ для клинопироксенов из интрузивных траппов Сибирской платформы (*а*) и фрагмент для зональных кристаллов (*б*).

*а*: *1* — Талнах, Норильск-I, Мантур, Нижнее, горы Черной; *2* — Верхнеергалахская, руч. Озерного, горы Пегматитовой, Первый, Второй пороги, р. Курейка, Верхнегорбиачинская; *3* — интрузии восточного борта Тунгусской синеклизы; *4* — интрузии юга Сибирской платформы; *5* — Нижнефокинская, Верхнепясинская и Моронговская группы интрузий; *6* — силлы титан-авгитовых долеритов. Пунктиром оконтурены поля распространения КлП из пород различных типов и формаций (Рябов, 1978).

*б*: *1* — пикритовый г-д; *2* — оливиновый г-д; *3* — безоливиновый г-д. Залитые точки — центр кристаллов, незалитые — периферические их части.

судя по пологому наклону шлейфа точек КлП (Рябов, 1978), не приходится ожидать высоких содержаний $TiO_2$ даже в высокожелезистых КлП, если не допускать возможность загрязнения проб окисно-рудными минералами. В то же время нельзя ограничивать количество $TiO_2$ в КлП из траппов 1,0 вес.%, поскольку на Сибирской платформе известны, хотя и сравнительно слабо развитые, субщелочные долериты и базальты, а также

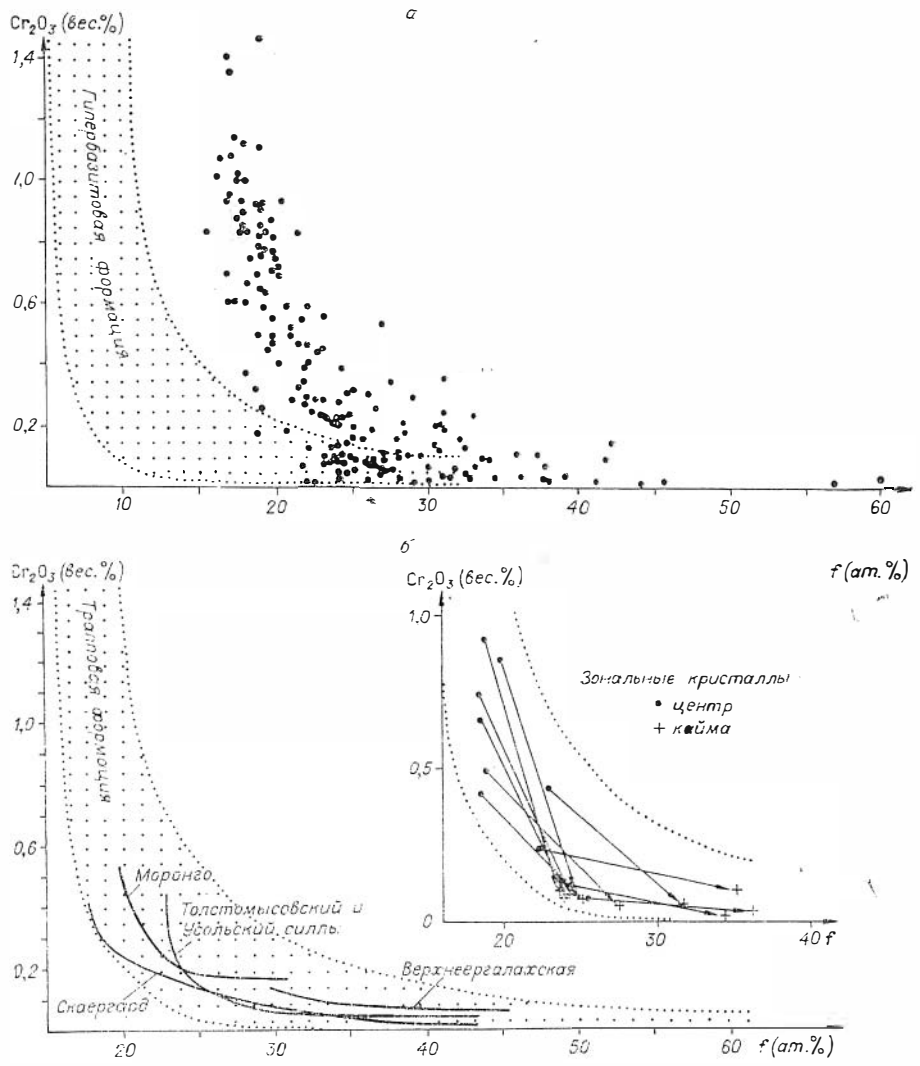



*Рис. 4.9.* Диаграмма $Cr_2O_3$ — $f$ для клинопироксенов из интрузивных траппов Сибирской платформы.

*а*: точками показаны КлП траппов, оконтуренный шлейф — КлП ультраосновных пород по материалам А. Л. Добрецова и др. (1971), Л. В. Агафонова и др. (1976).
*б*: положение КлП для отдельных интрузий на фоне шлейфа точек рудоносных интрузий. Фрагмент для зональных кристаллов КлП расслоенных интрузий.

щелочные габброиды (в том числе и в составе расслоенных интрузий), которые, судя по установленной закономерности (Рябов, 1978), безусловно, должны содержать и содержат довольно высокие (более 1,0 вес. %) количества $TiO_2$.

Большое значение при рассмотрении вопроса формирования расслоенных интрузий имеет поведение хрома в КлП. М. Н. Годлевский с соавторами (1971) отмечают, что обогащенность этим окислом зеленых КлП из пикритовых габбро-долеритов «является прямым отражением прошедшего процесса дифференциации». Распределение $Cr_2O_3$ в КлП интрузивных траппов в зависимости от общей железистости имеет параболический характер (см. рис. 4.9). Для сравнения на этом же графике приводятся границы шлейфа точек для КлП ультраосновных пород гипербазитовой формации (Рябов, 1978). Особенность КлП трапповой формации (на графике рой точек) заключается в том, что минералы из ультраосновных ассоциаций расслоенных интрузий по $Cr_2O_3$ — $f$ не дают постепенные переходы к КлП гипербазитов, а образуют индивидуальный шлейф с постепенными переходами от дифференциата к дифференциату, свидетельствуя о единой для пород закономерности распределения окисла. Накопление $Cr_2O_3$ в КлП этих двух формаций происходит при различной $f$ минерала.

Наиболее хромистые зеленые КлП, как уже отмечалось рядом исследователей, встречаются в пикритовых габбро-долеритах рудоносных расслоенных интрузий (Норильск-I, Талнах, гора Черная, гора Зуб, Мантур и др.). Диапазон изменения $Cr_2O_3$ — $f$ в КлП этих интрузий практически охватывает весь шлейф, обозначенный на рис. 4.9, *б*, в связи с чем вариационные линии для них не показаны. На графике видно, что в ряде интрузий (Скаергард, Моронговская группа интрузий), имеющих пикритовые и троктолитовые габбро-долериты в своих разрезах, хромистость КлП остается довольно невысокой. На фрагменте диаграммы (см. рис. 4.9, *б*) показана тенденция изменения хромистости в зональных кристаллах КлП: уменьшение $Cr_2O_3$ с повышением $f$. Крутые векторы характерны для богатых оливином пород, а по мере перехода к бедным оливином габбро-долеритам векторы выполаживаются, происходит резкое увеличение $f$ в направлении центр — край зональных кристаллов. В целом колебания $Cr_2O_3$ — $f$ происходят в пределах параболического шлейфа.

Рассматривая хром как показатель глубинности формирования магматических расплавов, можно считать, что наиболее обогащенными этим компонентом будут продукты кристаллизации наиболее глубинных магм, к которым и относятся рудоносные интрузии. Отсюда повышенная хромистость КлП — благоприятный поисковый признак для рудоносных интрузий.

Таким образом, оценивая особенности проявления и химизма КлП для целей прогнозирования сульфидных медно-никелевых месторождений, отметим следующие их основные признаки.

1. Наиболее перспективен на нахождение сульфидных руд магнезиальный полипироксеновый (норильский) тип дифференцированных интрузий.

2. Железистость ортопироксенов пикритовых габбро-долеритов интрузий с высокой рудонасыщенностью выше, чем у ассоциирующих с ними оливинов.

3. Для богатых оливином габбро-долеритов рудоносных интрузий характерна цветовая контрастность зональных кристаллов от богатых хромом зеленых до обогащенных титаном бурых разновидностей. Зональные кристаллы КлП являются следствием неравновесных условий кристаллизации магматического расплава, а особенности их химизма никак не «свидетельствуют о выравнивании параметров состояния системы» к началу кристаллизации минерала как по всему разрезу интрузии (Годлевский и др., 1971), так и в отдельных горизонтах пород (Дистлер и др., 1976).

4. Кристаллизация минералов дифференцированных интрузий идет

снизу вверх согласно с изменяющимся температурным градиентом по мере закристаллизации пород. Состав начальных кристаллических фаз клинопироксена по разрезу интрузии зависит от химизма гетерогенного расплава. В ходе кристаллизации расплава происходит повышение железистости КлП в пространстве — в направлении от высокомагнезиальных дифференциатов к железистым (снизу вверх по разрезу) и во времени — от ранних фаз к поздним, в направлении от центра к периферии зональных кристаллов. Общий диапазон колебания железистости КлП рудоносных интрузий составляет 40 ат.% (от 17 до 57 ат.%).

5. Состав КлП рудоносных дифференцированных интрузий в ряду пород от пикритовых к безоливиновым изменяется с уменьшением в их составе содержаний $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$, CaO, MgO и увеличением $SiO_2$, $TiO_2$, $\Sigma FeO + Fe_2O_3$, $Na_2O + K_2O$. Зеленые КлП пикритовых габбро-долеритов интрузий с высокой рудонасыщенностью в сравнении с другими характеризуются минимальной для КлП из траппов железистостью, наиболее высоким содержанием глинозема, хрома и кальция. В целом повышенная кальциевость авгитов норильских интрузий выделяет их из числа расслоенных базальтоидных интрузий.

6. Малые компоненты в составе КлП дифференцированных интрузий несут большую информативную нагрузку. Хромистость КлП параболически уменьшается с возрастанием железистости минерала, а наиболее хромистые КлП присущи пикритовым габбро-долеритам рудоносных интрузий. Титанистость КлП повышается с увеличением железистости минерала. Изменение $TiO_2 - f$ в различных интрузиях происходит при различных режимах щелочности-кислотности расплава. Различный характер изменения $TiO_2 - f$ в зональных КлП из пикритовых габбро-долеритов позволяет выделить два типа этих пород: с резким возрастанием $TiO_2$ в периферических зонах кристаллов при незначительном изменении $f$ и с преимущественным ростом $f$ при сравнительно небольшом увеличении $TiO_2$. Первому свойственно щелочное направление эволюции расплава, а для второго — нещелочное (нормальное) направление, типичное для базальтовых расплавов. Это является одним из признаков отличия крупных месторождений от мелких, рудопроявлений и безрудных трапповых интрузий.

## 4.4. ХРОМИТ — МАГНЕТИТ — ТИТАНОМАГНЕТИТ

Минералы этой серии в разрезах расслоенных интрузий имеют вполне закономерное распределение, свидетельствующее о возможности их использования в качестве показателей дифференциации. В разрезах расслоенных интрузий в направлении от магнезиальных к железистым дифференциатам состав окисно-рудных минералов изменяется с уменьшением содержания хрома и с повышением титана. Наиболее богатые хромом магнетиты (поздние магнетиты мы не рассматриваем) и хромиты приурочены к пикритовым габбро-долеритам рудоносных интрузий, где они встречаются в виде сыпи и дорожек идиоморфных кристаллов, секущих все без исключения породообразующие минералы (Рябов, Золотухин, 1977).

Титаномагнетиты встречаются во всех трапповых интрузиях, причем наиболее высокие содержания титана отмечаются в субщелочных траппах и в полнодифференцированных интрузиях, в разрезах которых присущи железистым производным (габбро-диориты, габбро-пегматиты, феррогаббро и т. п.), в отличие от кислых дифференциатов типа гранофиров (Нестеренко, Альмухамедов, 1973).

Наиболее четкая анизотропия в содержаниях хрома и титана в магнетитах характерна для дифференцированных по норильскому типу рудоносных интрузий, что неоднократно отмечалось в геологической литературе. Поскольку основными концентраторами хрома и титана являются

окисно-рудные минералы *, общую тенденцию поведения этих элементов можно проследить по изменению их содержаний в разрезах интрузий по вариационным петрохимическим диаграммам и сопоставлениям анализов пород, имеющихся в различных источниках. Геохимический аспект распределения хрома и титана в породах дифференцированных интрузий и породообразующих минералах рассмотрен в работах (Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Архипова, 1975; и др.).

Особенности химизма окисно-рудных минералов различных дифференцированных интрузий еще недостаточно изучены. Содержание хрома, в частности, широко варьирует даже в пределах одного типа породы. Наиболее богатые хромом магнетиты (до хромитов) с содержанием $Cr_2O_3$ до 23—38 вес.% характерны для пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий (Норильск-I, Талнах). В хром-магнетитах из пикритовых габбро-долеритов интрузий горы Черной и Мантур количество $Cr_2O_3$ составляет 12—12,5 вес.%, а в пикритах Верхнепясинской интрузии (скв. ВП-1) только 4 вес.% (Рябов, Золотухин, 1977). Наконец, известно, что в троктолитовых габбро-долеритах Аламджаха-западного, интрузий Моронговской группы и силлах юга Сибирской платформы содержание $Cr_2O_3$ не превышает десятых долей процента. Следует отметить, что проявлениям богатых хромом магнетитов в рудоносных интрузиях сопутствуют высокохромистые КлП.

Изучение хромшпинелидов пикритовых, троктолитовых и оливиновых габбро-долеритов рудоносных интрузий позволило В. А. Шаткову (Золотухин и др., 1975) установить широкий диапазон изменения магнитных свойств минерала от ферримагнитных до слабых парамагнитных. Для первых характерны повышенные содержания железа, а для вторых — хрома, магния и алюминия.

Глава 5

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ

## 5.1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ПЛАТИНЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Использование геохимических критериев поисков интрузий, несущих медно-никелевое оруденение, основано на различии закономерностей фракционирования отдельных элементов в расплавах, отличающихся по составу и условиям образования. В практике геохимических исследований пока известно, что наиболее эффективные результаты могут быть получены при исследовании поведения элементов, имеющих близкие геохимические свойства. Показано, что изменение соотношения Ni и Co может использоваться как показатель дифференциации магматических расплавов. Интересные выводы получены из анализа соотношений Ti и Cr, Cr и Co и др. в трапповых интрузиях (Архипова, 1975). В работах многих исследователей установлено, что типоморфным признаком дифференцированных трапповых интрузий является повышенное содержание в них хрома, в результате чего в гипербазитовых горизонтах массивов кристаллизуются хромшпинелиды с широким диапазоном вариаций состава. Показательно, что по масштабам распространения хромита существенно отли-

* Кроме описываемой серии минералов хром накапливается в зеленых КлП, а титан — в ильменитах, сфенах, меньше в биотитах и амфиболах.

чаются развитые в одних и тех же рудных полях такие интрузии, как Верхнеталнахская и Нижнеталнахская, Имангдинская и Мантуровская, Норильск-I и Зубовская и др.

Определенный интерес также представляет анализ соотношений элементов — геохимических аналогов — платины и палладия. Изучение их распределения в базит-гипербазитовых комплексах различных провинций мира и некоторых рудных месторождениях показывает, что существует устойчивая закономерность фракционирования платиноидов между породами, производными различных типов магм или продуктов их дифференциации. Показателем фракционирования может рассматриваться величина соотношения Pt/Pd. На рис. 5.1 показаны общие закономерности изменения соотношения Pt/Pd в базитах и гипербазитах различных районов мира, с большинством из которых ассоциируют медно-никелевые месторождения. Основные закономерности изменения соотношения Pt/Pd, как следует из рис. 5.1, сводятся к следующему.

1. Гипербазитовые комплексы характеризуются преимущественным накоплением платины, превышение концентраций которой над концентрацией палладия достигает 50 раз. Минимальное значение соотношения Pt/Pd составляет 2,0—2,5. Характерно, что месторождениям, связанным с этим типом интрузий, свойственно накопление всех тяжелых платиноидов (Os, Ir, Pt).

2. С увеличением кремнекислотности и щелочности пород и уменьшением магнезиальности происходит закономерное их относительное обогащение палладием. В дифференцированных габбро-перидотитовых массивах, с которыми ассоциируют месторождения Печенгского региона,

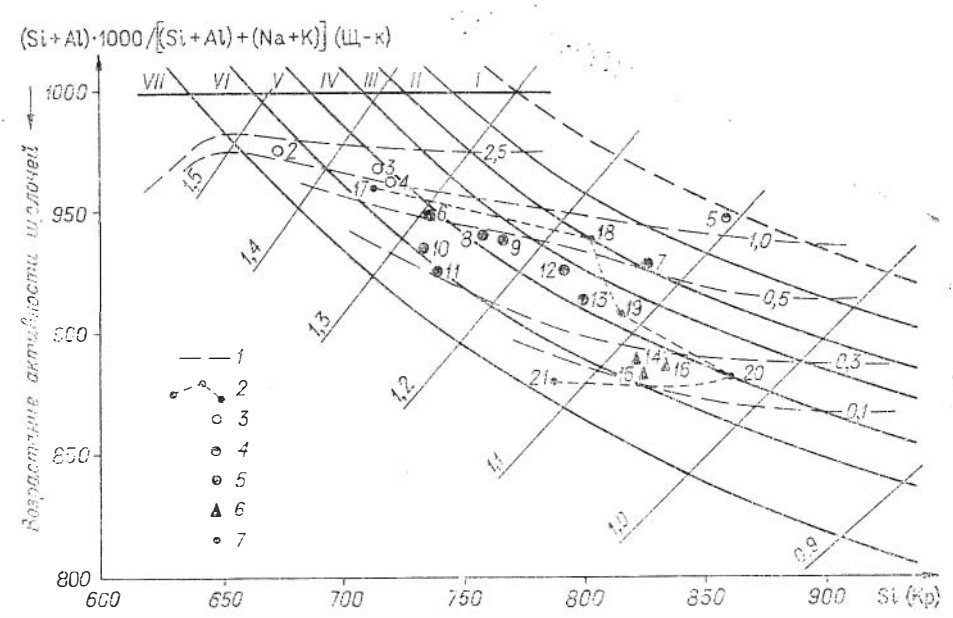



*Рис. 5.1.* Соотношение платины и палладия в магматических породах базит-гипербазитовой формации.

*1* — изолинии отношения платины к палладию; *2* — эволюция составов дифференциальной серии лав; *3* — месторождения Кольского полуострова: 2 — Восток, 3 — Каула, 4 — Ждановское; *4* — месторождение, связанное с бушвельдским комплексом Африки (5); *5* — интрузии Норильского района: 6 — Моронго, 7 — Хюктинская, 8 — Имангдинская, 9 — Мантуровская, 10 — Норильск-I, 11 — Верхнеталнахская, 12 — Зубовская, 13 — Накохозская; *6* — месторождения Восточного Казахстана (14, 15, 16); *7* — дифференциальная серия лав Хараелахской траповой мульды: 17 — пикритовые базальты, 18 — порфировые базальты, 19 — толеитовые базальты, 20 — андезито-базальты, 21 — титан-авгитовые базальты. I—VII — петрогенетические серии пород (I — сверхизвестковистая, II — известковистая, III — известково-щелочная, IV — субизвестково-натриевая, V — слабощелочная, VI — щелочная, VII — сверхщелочная). 0,90—1,50 — линии равных значений степени основности пород.

Таблица 5.1

**Распределение платиноидов ($\cdot 10^{-4}$%) и рудообразующих элементов (%) в эффузивных траппах**

| Базальты | Концентрация элементов | | | | | | Соотношение концентраций элементов | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Pt | Pd | Rh | Cu | Ni | Co | Cu/Ni | Pt/Pd | Pt/Rh |
| | в $10^{-4}$% | | | в % | | | | | |
| Пикритовые | 0,028 | 0,029 | 0,0003 | 0,014 | 0,077 | 0,0079 | 0,18 | 0,96 | 93,3 |
| | 0,010 | 0,010 | 0,0004 | 0,011 | 0,078 | 0,0083 | 0,14 | 1,00 | 25,0 |
| | 0,030 | 0,030 | 0,0004 | 0,012 | 0,084 | 0,0082 | 0,14 | 1,00 | 75,0 |
| | 0,010 | 0,014 | 0,0004 | 0,018 | 0,086 | 0,0084 | 0,21 | 0,71 | 25,0 |
| | 0,014 | 0,020 | 0,0003 | 0,007 | 0,066 | 0,0074 | 0,10 | 0,70 | 46,7 |
| Среднее | 0,018 | 0,022 | 0,0003 | 0,012 | 0,078 | 0,0080 | 0,15 | 0,82 | 55,83 |
| Порфировые | 0,010 | 0,014 | 0,0004 | 0,0054 | 0,0064 | 0,0046 | 0,84 | 0,71 | 25,0 |
| Толеитовые | 0,011 | 0,014 | 0,0004 | 0,0050 | 0,0110 | 0,0044 | 0,45 | 0,79 | 27,5 |
| Двуполевошпатовый | 0,007 | 0,011 | 0,0006 | 0,0026 | 0,0018 | 0,0028 | 1,44 | 0,64 | 11,67 |
| Лабрадоровый | 0,007 | 0,010 | 0,0012 | 0,0026 | 0,0027 | 0,0031 | 0,96 | 0,70 | 5,83 |
| Титан-авгитовый | 0,006 | 0,016 | 0,0003 | 0,0022 | 0,0045 | 0,0039 | 0,49 | 0,37 | 20,0 |

соотношение Pt/Pd близко 1. Однако этими же величинами характеризуются породы и руды месторождений, связанных с бушвельдским комплексом, а также месторождений, ассоциирующих с габбро-норитовыми комплексами (Мончегорская интрузия и др.). Таким образом, поля составов пород с равными соотношениями Pt/Pd, как показано на диаграмме (см. рис. 5.1), вытянуты в направлении возрастания известковистости пород.

3. Из числа рассматриваемых нами типов пород и связанных с ними медно-никелевых месторождений наименьшие значения соотношения Pt/Pd установлены в габбро-норитовых массивах новой медноникелевой провинции в Восточном Казахстане.

4. Наряду с общими закономерностями фракционирования платиноидов для отдельных регионов могут наблюдаться свои особенности изменения соотношений концентраций элементов.

Анализ распределения платиноидов в дифференцированной серии лав раннего этапа магматизма показал (табл. 5.1), что наименьшие концентрации платины свойственны титан-авгитовым базальтам, несколько более высокие характеризуют лабрадоровые, двуполевошпатовые и толеитовые базальты. В последних концентрации платины в 2—3 раза выше, чем в остальных разновидностях. Пикритовые базальты также существенно богаче остальных пород палладием, концентрация которого в остальных разновидностях, за исключением порфировых и титан-авгитовых базальтов, в 2 раза ниже. Наиболее высокие концентрации родия отмечаются в лабрадоровых и двуполевошпатовых базальтах, ниже — в пикритовых базальтах. Следует подчеркнуть, что во всех анализированных пробах концентрация родия была существенно выше чувствительности метода для принятых навесок и, таким образом, полученные данные являются первыми надежными результатами по распределению этого элемента в траппах.

Наиболее низкие концентрации меди, никеля, кобальта устанавливаются в нижних горизонтах разреза, и содержания их закономерно возрастают от титан-авгитовых к пикритовым базальтам. Концентрации по меди возрастают в 2—6 раз, а по никелю — на порядок и более. Следует подчеркнуть, что пикритовые базальты существенно отличаются от остальных пород соотношением меди и никеля, величина которого составляет

0,15. В других разновидностях эффузивов соотношение концентраций этих элементов имеет более высокое значение (0,45—1,44).

Особо следует остановиться на соотношениях концентраций платиноидов. Рассчитанные значения показывают, что платина по сравнению с палладием и родием концентрируется в наиболее основных породах. В ряде проб отношение Pt/Pd достигает единицы, а среднее значение выше 0,8. В остальных пробах отношение Pt/Pd более низкое, а в титан-авгитовых базальтах наблюдается существенное преобладание палладия над платиной. Следует обратить внимание на тот факт, что фракционирование платиноидов происходит не только при формировании полнодифференцированной трапповой серии, но, по-видимому, имеет место при образовании отдельных покровов. Это можно видеть на примере покрова пикритовых базальтов (см. табл. 5.1), в котором соотношение Pt/Pd закономерно увеличивается от его центральной части к краевым зонам. В центральной части покрова оба элемента присутствуют в равных концентрациях.

Тенденции фракционирования родия явно противоположны закономерностям накопления платины, что хорошо видно из сопоставления величин отношения Pt/Pd. Эти значения максимальны в пикритовых базальтах и ниже в остальных разновидностях.

Распределение платиновых металлов в базальтах связано с изменением химического состава дифференциатов рассматриваемой серии. Сопоставление концентраций платиноидов в эффузивных траппах различного состава позволяет видеть (Дистлер, Никольская и др., 1976), что накопление платины и палладия происходит закономерно с уменьшением кремнекислотности и соотношения $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ и общей щелочности. При этом концентрация платины растет быстрее, чем концентрация палладия.

В заключение следует остановиться на характеристике некоторых особенностей форм нахождения платиновых металлов в базальтах.

Установлено (табл. 5.2), что основные концентрации элементов связаны с тяжелыми фракциями этих пород. В них количество платиноидов в ряде случае на один-два порядка выше, чем в исходных пробах. Наибольшее обогащение тяжелых фракций происходит платиной и, судя по единичному определению, родием. Палладий в тяжелой фракции концентрируется в значительно меньшей степени, лишь в 1,5—3,0 раза превышая содержания в валовых пробах. Найденные различия, вероятно, обусловлены своеобразием форм нахождения отдельных элементов. Накопление платины в тяжелой фракции, по-видимому, объясняется связью ее концентраций с главными минералами тяжелой фракции базальтов — магнетитом, ильменитом, титано-магнетитом, сульфидами. Формой нахождения платины в этих минералах может быть как изоморфное рассеяние, так и субмикровростки самостоятельных минералов платины. Вероятно, те же свойства имеет и родий. Палладий, очевидно, характеризуется большей степенью рассеяния как в минералах тяжелой фракции, так и в не-

Таблица 5.2

**Содержание элементов группы платины в тяжелой фракции некоторых разновидностей базальтов ($\cdot 10^4$—%)**

| Базальты | Pt | Pd | Rh | Базальты | Pt | Pd | Rh |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Титан-авгитовые | 0,080 / 0,006 | 0,012 / 0,016 | Не опр. | Двуполевошпатовые | 0,063 / 0,007 | 0,043 / 0,011 | Не опр. |
| Лабрадоровые | 0,220 / 0,007 | 0,024 / 0,010 | 0,0200 / 0,0012 | Пикритовые | 0,330 / 0,018 | 0,077 / 0,022 | Не опр. |

Примечание. В числителе — содержание элемента в тяжелой фракции, в знаменателе — содержание в исходной пробе базальта.

Таблица 5.3

**Распределение платиноидов ($\cdot 10^{-4}$%) и рудообразующих элементов (%) в интрузивных траппах (см. также Дистлер, Никольская и др., 1976)**

| Интрузивные породы | Содержание металлов в $10^{-4}$% | | | Содержание металлов в % | | | Соотношение концентраций элементов | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Pt | Pd | Rh | Cu | Ni | Co | Cu/Ni | Pt/Pd | Pt/Rh |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| *Недифференцированные интрузии* | | | | | | | | | |
| Титан-авгитовые долериты | 0,010 | 0,014 | 0,0030 | 0,0034 | 0,0040 | 0,0045 | 0,81 | 0,71 | 3,30 |
| | 0,006 | 0,010 | 0,0010 | 0,0034 | 0,0040 | 0,0046 | 0,85 | 0,60 | 6,00 |
| | 0,006 | 0,010 | 0,0030 | 0,0044 | 0,0032 | 0,0044 | 1,38 | 0,60 | 2,0 |
| Пойкилоофитовые долериты | 0,007 | 0,010 | 0,0017 | 0,0140 | 0,0130 | 0,0066 | 1,08 | 0,70 | 4,1 |
| *Дифференцированные интрузии с сульфидной минерализацией* | | | | | | | | | |
| Норильск-I | | | | | | | | | |
| Пикритовые и такситовые габбро-долериты | — | — | — | — | — | — | 1,97 | 0,31 | 26,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,78 | 0,33 | 43,8 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,72 | 0,33 | 85,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,69 | 0,30 | 4,30 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,36 | 0,38 | 21,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,31 | 0,35 | 5,0 |
| Верхнеталнахская интрузия | | | | | | | | | |
| Пикритовые и такситовые габбро-долериты | — | — | — | — | — | — | 1,07 | 0,40 | 3,30 |
| | — | — | — | — | — | — | 0,92 | 0,45 | 31,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 0,87 | 0,37 | 50,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 4,6 | 0,26 | 3,3 |
| | — | — | — | — | — | — | 4,3 | 0,50 | 9,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 3,5 | 0,30 | 25,0 |
| | — | — | — | — | — | — | 3,0 | 0,36 | 6,6 |
| | — | — | — | — | — | — | 2,6 | 0,22 | 5,1 |
| | — | — | — | — | — | — | 2,2 | 0,26 | 1,5 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,8 | 0,10 | 2,00 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,6 | 0,50 | 15,0 |
| Оливиновые габбро-долериты | 0,060 | 0,117 | 0,03 | Не определялось | | | — | 0,51 | — |
| Лейкократовые габбро (Додин и др., 1973) | 0,162 | 0,710 | 0,041 | Не определялось | | | — | 0,23 | 4,0 |
| Имангдинская интрузия | | | | | | | | | |
| Пикритовые и такситовые габбро-долериты | — | — | — | — | — | — | 1,9 | 0,35 | 5,9 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,6 | 0,30 | 4,9 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,3 | 0,35 | 7,3 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,2 | 0,33 | 6,4 |
| | — | — | — | — | — | — | 1,0 | 0,26 | 6,0 |
| Мантуровская интрузия | | | | | | | | | |
| Оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты | 0,50 | 2,40 | 0,100 | 0,34 | 0,15 | 0,0100 | 2,3 | 0,21 | 5,0 |
| | 0,20 | 1,40 | Не опр. | 0,11 | 0,05 | 0,0080 | 2,0 | 0,14 | — |
| | 0,50 | 2,10 | 0,120 | 0,26 | 0,14 | Не опр. | 1,9 | 0,24 | 4,2 |
| | 1,0 | 3,50 | 0,130 | 0,20 | 0,12 | 0,0100 | 1,7 | 0,29 | 7,7 |
| | 1,2 | 4,3 | 0,160 | 0,30 | 0,21 | 0,0110 | 1,4 | 0,28 | 7,5 |
| | 0,80 | 3,40 | 0,050 | 0,34 | 0,34 | Не опр. | 1,0 | 0,24 | 16,0 |
| | 0,40 | 1,30 | 0,050 | 0,13 | 0,15 | 0,0130 | 0,9 | 0,30 | 8,0 |
| | 1,10 | 4,6 | 0,100 | 0,21 | 0,37 | Не опр. | 0,6 | 0,24 | 11,0 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Слабодифференцированные интрузии* | | | | | | | | | |
| Мороновская интрузия | | | | | | | | | |
| Троктолиты и оливиновые габбро-долериты | 0,20 | 0,30 | Не опр. | 0,06 | 0,02 | Не опр. | 3,0 | 0,7 | — |
| | 0,20 | 0,20 | » | 0,08 | 0,03 | » | 2,7 | 1,0 | — |
| | 0,20 | 0,20 | » | 0,09 | 0,03 | » | 3,0 | 1,0 | — |
| | 0,30 | 0,30 | » | 0,08 | 0,03 | » | 2,7 | 0,8 | — |
| | 0,30 | 0,40 | » | 0,06 | 0,04 | » | 1,5 | 1,0 | — |
| | 0,30 | 0,30 | » | 0,17 | 0,08 | » | 2,1 | 1,0 | — |

которых породообразующих минералах, чем и обусловлено его не столь существенное накопление в тяжелой фракции.

Для выяснения закономерностей фракционирования платиноидов в траппових интрузиях удобно принять следующее подразделение интрузивных образований Норильского района.

1. Недифференцированные силлы долеритов, комагматичные эффузивным траппам и в ряде случаев имеющие с ними непосредственные переходы. По особенностям химического состава (Немененок, 1971; Дюжиков, 1971в; Дистлер, Никольская и др., 1976) недифференцированные интрузии близки соответствующим покровам дифференцированных базальтовых серий. Как примеры недифференцированных интрузий, нами рассматриваются силлы титан-авгитовых и пойкилоофитовых долеритов, являющихся комагматичными образованиями рассматриваемой выше дифференцированной серии базальтов.

2. Дифференцированные интрузии с сульфидной медно-никелевой минерализацией. В этой группе нами рассматриваются интрузии Норильск-I, Верхнеталнахская, Имангдинская, Мантуровская, Зубовская.

3. Слабодифференцированные интрузии с незначительным количеством сульфидной минерализации. В этой группе рассматриваются интрузии Моронго, Хюктинская.

Рассмотренные группы интрузивных траппов характеризуются вполне определенными особенностями распределения платиновой минерализации (табл. 5.3).

Недифференцированные интрузии первой группы содержат низкие концентрации платиноидов. Концентрации платины и палладия идентичны содержаниям элементов в соответствующих типах базальтов. Существенные различия заключаются в величинах концентраций родия, содержания которого на порядок выше, чем в базальтах. Соотношения концентраций платиноидов для недифференцированных интрузий таковы, что отношение Pt/Pd в них идентично значениям, свойственным базальтам, и колеблется в пределах 0,6—0,7. Отношение Pt/Pd существенно ниже и колеблется от 2,0 до 6,0. Концентрации рудогенных элементов Cu, Ni, Co и их соотношения также весьма близки концентрациям этих элементов в соответствующих типах базальтов.

Наибольшее накопление платиноидов наблюдается в дифференцированных интрузиях. В обогащенных сульфидами дифференциатах концентрации платиноидов на два-три порядка больше, чем в рассмотренных выше интрузивных и эффузивных образованиях. Сопоставление количества платиноидов, заключенных в бессульфидных дифференциатах с обогащенными горизонтами, определенно указывает на то, что в сульфидную фракцию сульфидно-силикатных магм переходит абсолютное большинство общего количества металлов в магме. Поэтому, очевидно, будет справедливым считать, что соотношение концентраций отдельных платиноидов, наблюдаемых в обогащенных сульфидами горизонтах, отражает первичные соотношения концентраций в исходных магмах.

Исходя из этого допущения, можно видеть одно из существенных отличий дифференцированных массивов от всех магматических образований трапповой формации, которое заключается в том, что в дифференцированных интрузиях наблюдается совершенно иное соотношение концентраций платины и палладия. Для всех рассмотренных выше типов пород оно не ниже 0,6, а максимальную частоту встречаемости имеют значения 0,7, и весьма распространены соотношения, характеризуемые равными концентрациями элементов. В дифференцированных интрузивах основная масса значений отношения лежит в пределах 0,3—0,4.

Процессы дифференциации сульфидных расплавов изменяют соотношение концентраций платины и палладия с остальными элементами группы платины и прежде всего с родием (Дистлер, Никольская и др., 1976). В этих процессах резко проявлено противоположное поведение платины и палладия, с одной стороны, и родия — с другой. Фракционирование родия в ранних продуктах кристаллизации сульфидных расплавов (Гинсбург, Роговер, 1960; Генкин, 1963; Дистлер, Никольская и др., 1976) существенно обедняет поздние минеральные ассоциации. Поэтому весьма трудно достоверно оценить исходные соотношения этого элемента с платиной и палладием. Можно только показать, что при минимальных значениях отношения Cu/Ni, близких единице, величины Pt/Rh в дифференцированных и недифференцированных интрузиях близки. Поскольку эти значения для дифференцированных интрузий свойственны ассоциациям, наиболее обогащенным родием, то возможно, что первичное соотношение в магмах, формирующих эти массивы, было несколько более низким, чем в магмах, соответствующих недифференцированным интрузиям. Этот вывод не противоречит закономерностям, установленным при рассмотрении дифференцированной базальтовой серии. Следует также подчеркнуть, что анализ распределения платиноидов в последней также позволит установить противоположность тенденций накопления платины (палладия) и родия.

Третья группа трапповых интрузий характеризуется достаточно высокими концентрациями платиноидов по сравнению с базальтами и их интрузивными комагматами, но обеднена этими элементами по сравнению с дифференцированными богатыми сульфидами интрузивами. Для интрузий третьей группы также свойственно повышение концентраций элементов в наиболее основных дифференциатах, содержащих сульфидную вкрапленность. Важной особенностью этих интрузивов является отличное от дифференцированных интрузий соотношение концентраций платины и палладия. Оно определяется в большинстве случаев либо незначительным преобладанием платины над палладием, либо равенством концентраций элементов, а минимальные значения отношения не ниже 0,7.

Таким образом, каждая из выделенных групп интрузивных траппов характеризуется вполне определенными особенностями распределения платиновых металлов, заключающимися в различной обогащенности интрузий и в различном соотношении концентраций характерных пар элементов. Очевидно, наиболее существенны вариации отношений Pt/Pd. Все сказанное выше позволяет сделать вывод, что геохимически родственные элементы платины и палладия в процессах дифференциации магматических расплавов характеризуются идентичным поведением, в силу чего для интрузий каждой из групп магматические производные разных этапов дифференциации сохраняют близкие соотношения концентраций. Поэтому наблюдаемые вариации отношения Pt/Pd связаны, очевидно, с особенностями исходных магм, в которых соотношения этих элементов обусловлены какими-либо первичными причинами.

С точки зрения гипотезы о возникновении различных типов базит-гипербазитовых магм как продуктов последовательного плавления мантийного субстрата (Виноградов, Ярошевский, 1965; Грин, Рингвуд, 1968) различное соотношение платины и палладия в выплавках означает накопление платины в поздних тугоплавких фракциях, а палладия — в ран-

них легкоплавких выплавках. Очевидно, что явление обусловлено главным образом физическими причинами, поскольку химические особенности элементов скорее близки, чем различны, что подтверждается установленным выше сходством поведения элементов сульфидно-силикатных и сульфидных расплавов. Возможно, что в числе этих факторов важное значение имеет различие в температурах плавления металлов, достаточное для разделения элементов ($T_{пл\,Pt}$= 1773,5°, $T_{пл\,Pd}$=1555° при 1 атм). Правомерность подобного вывода вытекает из того, что оба металла в мантийных породах (судя по имеющимся данным по метеоритам), очевидно, находятся в форме твердых растворов элементов или твердых растворов с другими металлами, заключенных в металлической фракции. Вхождение платины и палладия в структуры наиболее распространенных, а тем более легкоплавких, силикатных минералов весьма ограничено. Подобными же причинами может быть объяснено накопление платины в наиболее поздних остатках дифференцированных магматических серий. Кроме того, при существенных концентрациях летучих компонентов, и прежде всего серы, в ранних продуктах дифференциации произойдет преимущественное накопление палладия, обладающего бо́льшим сродством к сере, по сравнению с платиной.

Рассмотренные выше особенности распределения платиновых металлов в эффузивных и интрузивных траппах позволяют видеть, что фракционирование в них платины и палладия идентично общим закономерностям, свойственным всем производным базит-гипербазитового магматизма. Вся совокупность значений отношения Pt/Pd для всех рассмотренных пород лежит в области значений этого коэффициента, характерной для собственно базальтовых комплексов. Для всех пород значения отношения не превышают единицы, а нижний предел достигает 0,3. Наряду с этим выделяются две различающие ветви фракционирования элементов (рис. 5.2), одна из которых объединяет все породы дифференцированного базальтового комплекса и их интрузивные комагматы, а вторая — дифференцированные сульфидоносные и слабодифференцированные интрузивы. В базальтовой серии резкое накопление палладия по сравнению с платиной характеризует ранние производные, и соотношение концентраций Pt/Pd последовательно возрастает к поздним производным комплекса. Максимальное значение отношения достигается в пикритовых базальтах. Характерно, что средние значения отношения для базальтов различных регионов также лежат в пределах выделенного нами вариационного поля. Подчеркнем, что в это же поле попадают рассмотренные недифференцированные интрузивы.

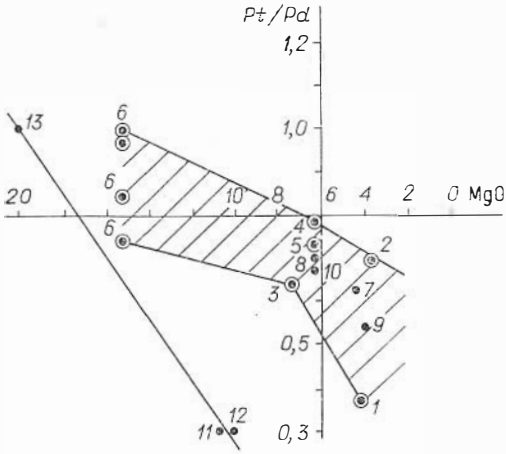



*Рис. 5.2.* Фракционирование платиноидов в магматических породах Норильского района.

*1—6* — базальты дифференцированной серии лав; *7* — титан-авгитовые долериты; *8* — пойкилоофитовые долериты (комагматичные дифференцированной серии лав); *9* — средний состав платобазальта; *10* — щелочной базальт Донбасса; *11*, *12* — дифференцированные рудоносные интрузии; *13* — слабодифференцированные интрузии.

Вторая ветвь, несмотря на идентичную направленность фракционирования элементов, значительно отстоит от вариационного поля базальтовой серии. При большей магнезиальности средних составов обеих групп интрузивных пород в них наблюдается более совершенное фракционирование элементов, в силу чего общий размах значений отношения составляет от 0,3 в дифференцированных сульфи-

доносных интрузиях до 1,0 и несколько более в слабодифференцированных. По-видимому, определенное значение при этом имело также различие в концентрациях серы, свойственное магмам, формирующим обе группы пород.

Установленные особенности относительного накопления платиноидов в дополнении к геолого-тектоническим и петрологическим данным (Годлевский, 1959) позволяют рассматривать эффузивные и интрузивные траппы как производные различных магматических очагов, поскольку каждый из них характеризуется своим циклом фракционирования.

Базальты, очевидно, являются производными менее глубинных, а интрузивные траппы более глубинных зон мантийного магмообразования. Исходя из оценок абсолютных концентраций платины и палладия во всех породах, можно заключить, что в вертикальном сечении зоны магмообразования накопление элементов происходит в более глубоких частях, и поэтому производные глубинных очагов значительно обогащены одновременно обоими элементами. Наряду с этим изменения относительных количеств элементов в каждом из рассматриваемых комплексов, вероятно, обусловлены различными причинами. Для базальтовой серии предпочтительным механизмом может рассматриваться фракционирование элементов в результате кристаллизационной дифференциации единого расплава, в силу чего диапазон изменения соотношения Pt/Pd не столь велик. Для интрузивной серии разделение платиноидов, по-видимому, осуществляется в процессе последовательного выплавления магм, в силу чего достигается более совершенное фракционирование элементов.

Приведенный материал показывает, что фракционирование платиновых металлов достаточно строго зависит от состава магм. Это позволяет рассматривать величины, характеризующие соотношение платиноидов, как один из возможных критериев разделения трапповых интрузий по степени рудоносности. Несомненно, что отношение должно использоваться совместно с другими оценочными параметрами и в том числе в сочетании с петрологическими данными. Рассмотренный материал свидетельствует, что вероятное значение отношения Pt/Pd для дифференцированных рудоносных массивов лежит в пределах 0,30—0,40. Значения, большие или меньшие этих величин, очевидно, будут характеризовать интрузивы, для которых мала вероятность обнаружения медно-никелевого оруденения.

## 5.2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РУДОНОСНОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИХ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ

Геохимические исследования, проведенные в западной части Сибирской платформы и обобщенные нами (Виленский, 1967; Петрология и перспективы..., 1978), наглядно иллюстрируют наличие геохимической специализации магматических очагов отдельных трапповых субпровинций запада Сибирской платформы. В первую очередь справедливо выделение Норильско-Оленекской субпровинции, отличающейся в западной ее части высокой концентрацией в породах хрома, кобальта, никеля и меди и низким содержанием титана (главным образом в дифференцированных интрузивах). Показательно высокое здесь отношение не только никеля к кобальту (11,8), но и никеля к магнию (5,23). Все это отражает геохимическую специфику магматических очагов субпровинций, для которых характерна низкая щелочность и кремнекислотность при относительно повышенном химическом потенциале калия. Выявлено, что положительными элемен-

тами-индикаторами * для западной части Норильской субпровинции следует считать никель, хром, медь, кобальт, а отрицательными для дифференцированных интрузивов — цирконий и барий. Для недифференцированных интрузивов этой субпровинции характерно весьма низкое содержание никеля (0,008%), но зато высокое отношение никеля к кобальту (3,1).

Сравнительный анализ собранного и обработанного материала показал (Виленский, 1974в), что средние значения распределения основных микроэлементов в недифференцированных интрузивах как в восточной (Старицына и др., 1972), так и в западной части Норильской (Норильско-Оленекской) субпровинции почти сходны. Так, среднее содержание хрома (0,03%), никеля (0,016%) и меди (0,014%) в недифференцированных интрузивах восточной части провинции в 2 раза выше, чем в западной (хром — 0,017%, никель — 0,008%, медь — 0,007%); что касается кобальта, то его содержание в западной части субпровинции в 1,5 раза выше, чем в восточной. Пониженное против кларка содержание никеля, хрома и меди в недифференцированных интрузивах Норильского района в целом вызвано, очевидно, развитием в его пределах никеленосных массивов. Последние развиты в основном в западной части субпровинции, что не исключает по целому ряду признаков нахождения их в восточной части Норильской субпровинции. Последнее подтверждается еще и тем, что как в западной, так и в восточной части субпровинции отношение никеля к кобальту в недифференцированных интрузиях более чем в 3 раза выше, чем в интрузивах других субпровинций.

Детальные исследования (Архипова, 1975; Додин, 1963; Додин и др., 1973; и др.), проведенные в Норильском районе, позволили предложить целый ряд геохимических параметров, позволяющих отличать рудоносные интрузии от заведомо безрудных (табл. 5.4). Рассчитанный средний состав интрузивных траппов непосредственно Норильского района в целом позволил предложить (Архипова, 1975) граничные пределы средних содержаний микроэлементов в никеленосных интрузиях, что должно быть положено в основу дальнейшей разбраковки рудоносных интрузий. Подтверждается также, что низкие значения Pt/Pd (0,3—0,4) характерны для пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий. Отношение Pt/Pd зависит не только от кремнекислотности, но и от щелочности пород (см. рис. 5.1, 5.2). Поэтому следует полагать, что одноименные породы, различные по степени рудоносности, будут отличаться по отношению Pt/Pd, однако следует полагать, что этот показатель будет для рудоносных горизонтов не ниже 0,3 и не выше 0,4. Уточнение Pt/Pd отношения для всех разновидностей пород различных по рудоносности интрузий является первоочередной задачей будущих исследований. Кроме приведенных в табл. 5.4 геохимических параметров рудоносных интрузий трендовая корректировка оценочных геохимических показателей, проведенная в Норильском районе (Архипова, Наторхин, 1971а; Архипова, 1975), показала, что для рудоносных интрузивов характерно увеличение содержания хрома к корневым частям массивов (для офитовых габбро-долеритов), в то время как для меди отмечается противоположная тенденция (оливиновые габбро-долериты). Кроме того, выявлено, что повышенное содержание никеля (в среднем до 0,04) в оливиновых безрудных габбро-долеритах является, очевидно, фланговым признаком никеленосных интрузивов. Примечательно, что рудоносные оливиновые габбро-долериты отличаются от безрудных критическим содержанием в них никеля (в среднем порядка 0,025%). Кроме того, небезынтересны значения Cr/Mn, Cr/Co и Cr/V в безрудных и рудоносных интрузивах. Повышенное значение хром-марганцевого отношения (более 0,35) характерно для оливиновых габбро-долеритов рудоносных интрузивов. Хром-ванадиевое отношение увеличи-

* К положительным элементам-индикаторам отнесены элементы, имеющие наиболее высокие значения для пород данной субпровинции по сравнению с другими.

Таблица 5.4

**Геохимические параметры рудоносных интрузий Норильского района**

| Интрузии (породы), минералы | Ni | Cu | Co | Cr | S | Ti/Cr | Cr/Mn | Cr/Co | Ni/Co | Ni/Cu | Pt/Pd | Автор |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Граничные пределы никеленосных интрузий Норильского плато | 0,055 | 0,054 | 0,012 | 0,057 | 0,32 | — | — | — | — | — | — | Архипова, 1975 |
| Оливиновые габбро-долериты дифференцированных интрузий (граничные пределы) | 0 025 | — | — | 0,025—0,03 | — | — | 0,35 | >7 | >4 | — | — | » |
| Пикритовые габбро-долериты | — | — | — | 0,19—0,20 | — | <1,9 | >1,0 | — | — | — | — | » |
| Пироксены, оливиновые габбро-долериты | — | — | — | >0,01 | — | — | — | — | — | — | — | » |
| Магнетиты | — | — | — | >0,05 | — | — | — | — | — | — | — | » |
| Оливиновые долериты интрузий норильского типа | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,1—2,1 | 0,5 | Додин и др., 1974, 1975 гг. |
| Пикритовые габбро-долериты интрузий норильского типа | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,4 | Додин и др., 1974 |
| Оливиновые габбро-долериты интрузий моронговского типа | — | — | — | — | — | — | | — | — | 6—10 | 1,1—1,3 | » |
| Троктолиты интрузий моронговского типа | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 1,5—1,7 | » |
| Оливиновые долериты интрузий курейского типа | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 2,5—3,5 | 0,7—0,8 | » |
| Средний состав интрузий траппов Норильского района | 0,0277 | 0,027 | 0,006 | 0,0287 | 0,16 | — | — | — | 4,8 | 1,0 | — | Архипова, 1975 |
| Средний состав траппов Сибирской платформы | 0,011 | 0,011 | 0,003 | 0,018 | — | — | — | — | — | — | — | Г. В. Нестеренко, М. П. Смирнова |

вается в рудоносных интрузивах от фланговых (0,5) к прикорневым (6,0) частям массива. Высокое хром-кобальтовое (более 7) отношение характерно для рудоносных интрузивов, где оно увеличивается к корневым частям массивов.

Исследованиями последних лет установлено широкое развитие первичных ореолов рассеяния полезных компонентов, связанных с месторождениями гидротермального генезиса и приуроченных главным образом к интрузиям кремнекислого, реже щелочного состава. Изучением первичных ореолов рассеяния рудных месторождений, связанных с основными магмами, и в частности с базальтоидной, почти не занимались, и только в последнее время при изучении геохимических ореолов, приуроченных к никеленосным интрузивам, получены некоторые результаты (Разгонов, 1972), практическая ценность которых не ясна. Вокруг никеленосных интрузивов были установлены геохимические ореолы широкого круга элементов, включая как типоморфные для пород трапповой формации (Cr, V, Ti, Mn и др.), так и содержащиеся в высоких концентрациях в сульфидных рудах (Ni, Co, Cu и др.). Выявленная зональность распределения этих элементов в ореолах не получила пока теоретического объяснения.

В пределах Норильской группы медно-никелевых месторождений, кроме таких ведущих микроэлементов, как никель, медь, хром, титан, встречены Ag, Pb, Zn, Au, Ga, Mo, Se, Bi, Pt, Pd, Ru, Te, Os, Rh, Ir. Все эти элементы и еще ряд других встречены в связи с сульфидными медно-никелевыми рудами (Генкин, 1968; Додин, Шатков, 1971; и др.).

Основная трудность изучения первичных ореолов рассеяния микроэлементов, приуроченных к медно-никелевым месторождениям, заключается в том, что эти элементы в условиях основной среды, в которой они концентрируются, малоподвижны, в особенности в катионной форме (Маракушев и др., 1971; Маракушев, Безмен, 1969).

Исследованиями выявлено, что такие интересующие нас элементы, как никель, медь, хром, кобальт и ряд других, образуют ореолы рассеяния, связанные с интрузивами основного состава, имеют инфильтрационную природу и развиваются главным образом по зонам тектонических нарушений и трещинам. Однако непосредственно в теле интрузива такие компоненты, как никель, кобальт, хром, медь, платиноиды и другие тяжелые элементы, которые концентрируются в нижней части разреза интрузива, образуют рудные тела с отчетливо выраженной геохимической зональностью (Дистлер и др., 1975). Что касается первичных ореолов, образующихся за пределами рудных тел, применительно к медно-никелевым месторождениям необходим физико-химический анализ процессов миграции тех или иных микроэлементов применительно к вмещающей интрузивные тела среде (Петрология и перспективы..., 1978). Без подобного анализа нельзя рассматривать последовательность отложения микроэлементов и выводить ряды дифференциальной подвижности компонентов для интрузивных тел, тем более основного состава.

Уместно напомнить, что емкость геохимической системы, как показано А. А. Маракушевым (1975), обусловливается распределением элементов между фазами: флюидной, расплавом, вмещающими породами и образующимися минералами. Каждая из этих фаз представляет собою геохимическую среду, благоприятную или неблагоприятную для концентрации того или иного элемента. Отсюда элементы неравномерно распределяются между фазами. Поэтому необходимо при геохимических исследованиях выявить емкость геохимических сред (фаз), которая описывается уравнением (Маракушев, 1975), иллюстрирующим взаимоотношение количества элемента ($n_i$) с его химическим потенциалом ($\mu_i$):

$$C_i = \left(\frac{\partial n_i}{\partial \mu_i}\right)_{T,P}$$

Глава 6

# ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ КАК ПОИСКОВЫЕ ФАКТОРЫ

## 6.1. ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА, СВЯЗАННОГО С ТРАППОВЫМ МАГМАТИЗМОМ

В результате проведенных региональных исследований (Виленский и др., 1964; Виленский, 1967; Петрология и перспективы..., 1978) предлагается классификация метаморфических и метасоматических образований, возникших за счет внедрения различных по своим петрохимическим особенностям траппових интрузивов.

Рассмотрение метаморфических и метасоматических процессов, связанных с интрузивными траппами Сибирской платформы, позволило выделить одну метаморфическую и 12 метасоматических формаций (Виленский, 1974в; Петрология и перспективы..., 1978). К магматической прогрессивной стадии метаморфизма и частично метасоматоза относятся формации роговиков, гибридно-метасоматических пород и частично магнезиальные скарны. Остальные метасоматические формации отнесены к послемагматической стадии метасоматоза, которая подразделена на раннюю щелочную,кислотного выщелачивания и позднюю щелочную. Все виды метаморфизма тесно связаны с характером магматизма в региональном плане, а также с составом вмещающих пород, химизмом интрузий и формой интрузивных камер, наличием и составом летучих и соотношением скорости притока тепла со скоростью протекаемых эндотермических реакций минералообразования.

Высокотемпературный контактовый метаморфизм наиболее отчетливо проявился в Норильской (Норильско-Оленекской), Ангаро-Катангской и частично в центральной части Тунгусской субпровинции. В Путоранской субпровинции наиболее развиты метаморфические образования биотит-амфибол-роговиковой и мусковит-хлорит-роговиковой фаций. Интрузивы Ангаро-Вилюйской субпровинции не сопровождаются заметным контактово-метасоматическим преобразованием вмещающих пород. Для этой субпровинции характерно проявление наиболее раннего низкотемпературного метасоматоза, приуроченного к вулканическим трубкам взрыва, где несколько позднее за счет туфогенных пород образовались автореакционные известковые и магнезиальные скарны. Эти скарны в отличие от обычных, широко распространенных в контакте изверженных пород с осадочными, образовались за счет околотрещинного инфильтрационного метасоматоза (Виленский, 1974в; Петрология и перспективы..., 1978). Последующее детальное изучение известковых скарнов Ангаро-Илимского района, сопровождаемых возникновением богатых железорудных месторождений, показало (Вахрушев, Воронцов, 1976), что они являются автореакционными образованиями и произошли за счет глубинных инфильтрационного характера растворов, поднимавшихся по зонам дробления вмещающих пород. Кроме автореакционных известковых скарнов, здесь были обнаружены и изучены (Вахрушев, Воронцов, 1976) метасоматиты, по составу представляющие собою магнезиальные скарны (автореакционные), замещающие известковые. Столь редкое в природе явление объясняется просачиванием после образования известковых скарнов высокотемпературных растворов, богатых CaO и $CO_2$. К магнезиальным скарнам железорудных месторождений приурочена халькопирит-пентландит-пирротиновая минерализация.

Масштабы метасоматических явлений затухают с севера на юг, что указывает на очень низкое содержание воды и других летучих в расплавах интрузивов Ангаро-Катангской и Ангаро-Вилюйской субпровинций, за исключением районов расположения железорудных месторождений. Наоборот, интрузивы Норильской субпровинции и в меньшей мере Путоранской отличаются образованием околоинтрузивных ореолов метасоматически измененных пород, представленных известковыми и магнезиальными скарнами. Последние развиты преимущественно в Норильско-Оленекской субпровинции.

Как известно, образование любых метасоматических пород осуществляется в условиях избытка водной фазы (Коржинский, 1953; Ревердатто, 1970; Жариков, 1969), отделение которой в магматическую стадию возможно только в случае пересыщения расплава летучими компонентами. Базальтовая магма в большинстве своем бедна водой в связи с восстановительным характером глубинных флюидов. Этим следует и объяснить, что даже в случае высокотемпературного метаморфизма доломитсодержащих пород магнезиальные скарны в связи с трапповыми интрузиями не образуются. Например, доломитсодержащие карбонатные породы в контакте с габбро-долеритами Анакитского массива превращены в роговики спуррит-мервинитовой фации и известковые скарны. Кроме того, кристаллизация бедной водой магмы в восстановительных условиях способствует образованию дифференцированных интрузивов скаергардского типа, где в условиях низкого уровня окислительного потенциала происходит накопление железа в железисто-магнезиальных силикатах переменного состава. В этих случаях образуются такие интрузивы, как Аламджах, Анакитский и др., к которым в редких случаях приурочены известковые скарны послемагматической стадии образования. Интрузивы Норильской субпровинции формируются в условиях полуоткрытой системы в основном при возрастании парциального давления кислорода. Кроме того, исходные расплавы повышенной щелочности, за счет которых образовались основные дифференциаты щелочных серий, обладают большой способностью к растворению воды (Жариков, 1969), и отделение ее в магматическую стадию вполне вероятно. Что касается дифференцированных интрузивов скаергардского (аламджахского) типа, то здесь на конечных стадиях формирования массива происходит некоторое накопление летучих с образованием долерит-пегматитов, гранофиров, содержащих амфибол, биотит и другие водосодержащие минералы. Однако в этом случае образуются только послемагматические известковые скарны. Поэтому следует полагать, что интрузивы, формирование которых происходило сперва в относительно восстановительных условиях, а затем в процессе возрастания парциального давления кислорода (что характерно для интрузивов щелочноземельной ветви внутрикамерной дифференциации), содержат достаточное количество воды и других летучих компонентов для отделения их частично в магматическую, а тем более в послемагматическую стадию. Более отчетливо эти процессы выражены в наиболее основных (никеленосных) интрузивах щелочных серий. Относительно кремнекислые дифференциаты (интрузивы) известковистых серий обычно бедны водой и несут местами только следы высокотемпературного контактового метаморфизма с образованием в редких случаях в послемагматический этап маломощных горизонтов известковых скарнов. Субщелочные интрузивы, а также вообще относительно кремнекислые интрузивы щелочных серий, с которыми связано образование магнетитовых месторождений, характеризуются накоплением летучих на конечных этапах их формирования с образованием чаще всего низкотемпературных роговиков и известковых скарнов. Низкотемпературные интрузивы повышенной кремнекислотности даже в условиях щелочных серий не несут обычно следов контактового воздействия (Ангаро-Вилюйская субпровинция) и с ними обычно связано лишь низкотемпературное гидротермальное преобразование пород.

Таблица 6.1

**Примеры контактово-метасоматических образований, связанных с трапповым магматизмом Сибирской платформы**

| Трапповые субпровинции | Петрохимические особенности интрузий | | Магнезиальные скарны | Скарны нарастающей кислотности | Примеры интрузий |
|---|---|---|---|---|---|
| | Петрогенетические серии интрузий глубинной дифференциации | Ветви внутрикамерной дифференциации | | | |
| Норильская | Щелочная | Щелочноземельная | Есть | Монтичеллитовые скарны, известковые скарны с волластонитом без **скаполита**. Аподолеритовые известковые скарны с хромсодержащим гроссуляром | Талнах |
| | Субизвестково-натриевая | То же | Неизвестно | Известковые скарны без волластонита и **скаполита**. | Горы Черной |
| | То же | Недифференцированные интрузии с магнетитовым оруденением | Нет | Известковые скарны с волластонитом и **скаполитом** | Макус (железорудная) |
| Путоранская | Субизвестково-натриевая | Субщелочная | Нет | Известковые скарны без волластонита и **скаполита** | Никкиая Томба |
| | Известково-щелочная | Щелочная | Нет | То же | Верхнеторбиачинская |
| Тунгусская | Субизвестково-натриевая | Щелочная | Нет | Известковые скарны со скаполитом | Аламджах |

Наиболее высокотемпературные как контактовый метаморфизм, так и метасоматоз приурочены к никеленосным интрузивам щелочноземельной ветви внутрикамерной дифференциации, которые являются основными производными главным образом щелочных (субизвестково-натриевой — щелочной) серий глубинной дифференциации трапповых расплавов, относительно насыщенных водой, щелочами и другими летучими соединениями, главным образом такими, как фтор и в меньшей мере бор. Флюиды в этом случае были бедны хлором. Как показано в табл. 6.1, никеленосные массивы сопровождаются обычно очень мощным ореолом контактово-метасоматических пород, в составе которых большую роль играют магнезиальные и известковые скарны. Особенность этих пород — — отсутствие скаполита. Последний характерен для известковых скарнов, приуроченных к интрузиям щелочной и субщелочной ветвей внутрикамерной дифференциации трапповых расплавов. Со скарнами подобного типа связаны магнетитовые рудопроявления.

## 6.2. НЕКОТОРЫЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ СКАРНОВ

Не останавливаясь на характеристике магнезиальных и известковых скарнов, достаточно подробно описанных в ряде работ (Юдина, Степанов, 1972, 1973; Юдина, 1973; Золотухин, Васильев, 1964; Батуев, 1972; Туров-

цев, 1972; и др.), укажем лишь признаки этих пород, которые могут служить поисковыми. К таковым относится прежде всего само присутствие магнезиальных метасоматитов с форстеритом, шпинелью, монтичеллитом, флогопитом, часто называемых магнезиальными скарнами. Как видно из табл. 6.1, они известны в связи с рудоносными интрузивами, относимыми к щелочной серии глубинной дифференциации и щелочноземельной ветви внутрикамерной дифференциации, локализующимися в Норильской траповой субпровинции. Вне зависимости от того, являются ли они здесь метасоматитами магматической или постмагматической стадии (имеются сторонники той и другой точек зрения), сам факт их присутствия в экзоконтакте либо в породах самой интрузии, а также значительные масштабы их проявления эмпирически указывают на перспективность данной интрузии на оруденение как сульфидное, так и магнетитовое (Вахрушев, Воронцов, 1976).

Известковые инфильтрационные скарны широко развиты на месторождениях сульфидных медно-никелевых (Талнах, Норильск-I) и магнетитовых руд (Макус, Ангаро-Илимские и др.). В то же время известны достаточно значительные проявления на Сибирской платформе метасоматитов типа известковых скарнов, развивающихся как по вмещающим породам, так и по самим траппам вне какой-либо связи с оруденением. Из характерных признаков для скарнов, сопровождающих промышленные медно-никелевые руды, установлено присутствие в аподолеритовых скарнах хромсодержащего гроссуляра (Туровцев, 1972), а также появление в скарнах маложелезистого везувиана и волластонита (Архипова и др., 1977). В сопровождающих сульфидные руды гранат-пироксен-волластонит-везувиановых известковых скарнах и скарноидах фиксируются соответственно повышенные содержания фтора и бора, которые также, по-видимому, могут играть роль поискового признака подобно тому, как это описано для ряда других типов рудных месторождений Забайкалья и других районов (Комаров, 1970; Комаров, Нактинас, 1965). В отличие от безрудных известковых скарнов с незначительным содержанием фтора в оруденелых скарнах (с эпидотом, амфиболом, везувианом) содержание фтора достигает десятых долей процента. Установлено, что в каждом генетическом типе чем интенсивнее стадия кислотного выщелачивания и выше температура ее проявления, тем обширнее ореолы и выше значения в них фтора (Комаров, 1970). Согласно этим авторам, для поиска многих типов месторождений успешно применяются методы выявления ореолов фтора («фторометрии»). В целесообразности этих методов и для поиска сульфидных руд норильского типа убеждает широкое развитие ряда фтор- и борсодержащих минералов, сопровождающих руды: фтор-апатита, везувиана, биотита, амфиболов и некоторых других.

Сильным прямым поисковым признаком является наличие участков оруденелых магнезиальных и известковых скарнов с магнетитом и медно-никелевой сульфидной минерализацией, могущих указывать на территориальную близость их больших скоплений. Наличие у интрузии скарнов в комплексе с другими благоприятными признаками (достаточная магнезиальность состава интрузии, ее дифференцированность, присутствие такситовых горизонтов и т. д.) может указывать на большую перспективность обнаруженной интрузии на промышленное сульфидное оруденение.

В заключение кратко остановимся на месте скарнов в генетическом ряду главных метасоматитов, установленном на примере месторождения Талнах многими исследователями. В магматический этап помимо контактовых роговиков, возможно, возникает и часть магнезиальных скарнов (см. табл. 6.2). Далее формируются альбититы, магнезиальные и известковые скарны — на раннещелочной стадии эволюции постмагматических растворов. К стадии кислотного выщелачивания приурочены **околорудные метасоматиты и само оруденение**, во всяком случае — богатые экзоконтактовые медно-никелевые руды. В позднещелочную стадию образуются

Классификация метаморфических и метасоматических формаций

| Этап | Стадия | Формация | Группа пород | |
|---|---|---|---|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | |
| Магматический | Термального магматизма и магматического замещения | Контактовых роговиков | Кремнезем-глиноземистые роговики | Породы с избытком $SiO_2$ |
| | | | | Породы с избытком $Al_2O_3$ |
| | | | | Породы с избытком $K_2O$ |
| | | | | Породы, насыщенные $SiO_2$, $Al_2O_3$ и недосыщенные CaO, MgO |
| | | | Известково-магнезиальные роговики | Породы, пересыщенные CaO и MgO и резко недосыщенные $SiO_2$ |
| | | | | Породы, насыщенные CaO и MgO и недосыщенные $SiO_2$ и $Al_2O_3$ |
| Постмагматический | Ранняя щелочная | Магнезиальных скарнов и кальцифиров | Магнезиальные скарны и кальцифиры | |
| | | | Околоскарновые породы | |
| | | Альбититов | Адиноды | |
| | | | Альбититы | |
| | | | Спилозиты | |
| | | Известковых скарнов | Известковые скарны | |
| | | | Околоскарновые породы | |
| | Кислотного выщелачивания | Околорудных метасоматитов | Кварц-полевошпатовые породы и кварциты | |
| | | | Андрадитовые и пироксеновые породы | |
| | | Экзоконтактовых Cu — Ni руд | Пирротиновые, халькопиритовые и халькозин-борнитовые руды | |
| | Поздняя щелочная | | Валлериитовые и пиритовые руды | |

Таблица 6.2

Талнахского рудного узла (по Б. Я. Батуеву, 1972)

| Опорные парагенезисы | Структурно-минералогические разновидности | Субстрат |
|---|---|---|
| 5 | 6 | 7 |
| Пи+Пш+Кв; Корд+ +Кв; Му+Хл+Кв | Пироксен-полевошпат-кварцевые и кордиерит-кварцевые роговики; метаморфизованные песчаники с хлоритом и мусковитом | Песчаники, алевролиты, аргиллиты, базальты |
| Анд+(Серп) | Андалузитовые роговики | |
| Корд+Гр+Би; Орт+ +Би; Гип+Корд+Орт | Кордиерит-гранат-биотитовые; ортоклаз-биотитовые, пироксен-ортоклазовые и гиперстен-кордиерит-ортоклазовые роговики | |
| Гр+Пи+Пл; Пи+Пл; Эп+Акт; Тр+Пш | Гранат-пироксен-плагиоклазовые пироксен-плагиоклазовые; эпидот-актинолитовые, тремолитовые роговики | Мергели, долериты, базальты, известково-магнезиальные аргиллиты |
| Бр+Ка; Пе+Ка | Бруситовые и периклазовые мраморы | Доломиты |
| Серп+Ка; Фо+Ка; Мон+Пе+Ка; Серп+ +Бр+Ка; Пи+(Шп)+Ка; Фо+Пи+Ка; Гр+Пи | Серпентиновые, форстеритовые, брусит-серпентиновые, периклаз-монтичеллитовые, пироксеновые, форстерит-пироксеновые, гранат-пироксеновые роговики и мраморы | Кремнистые доломиты и мергели |
| Фо+Шп; Фас+Шп; Фо+Фас+Шп; Серп+ +Фл | Форстеритовые, фассаитовые, форстерит-фассаитовые, серпентин-флогопитовые скарны и кальцифиры и околоскарновые породы | Доломиты, мергели, долериты |
| Пи+Пл; Фо($Ол_{15-25}$)+ + Пл+Шп; Пи+Пр | | |
| Пи+Ал+Кв; Акт+ +Ал+Кв; Кв+Ми | Пироксеновые и амфиболовые адиноли | Долериты, песчаники |
| Пи+Ал; Акт+Ал; Би+Ал | Пироксеновые и амфиболовые альбититы | Алевролиты, базальты |
| Хл+Ал | Спилозиты | Аргиллиты, базальты |
| Гр+Ка; Гр+Пи; Гр+ +Вол; Вез+Ка; Мон+ +Шп | Гранатовые, гранат-пироксеновые, гранат-волластонитовые, везувиановые и монтичеллитовые скарны | Роговики, альбититы, магнезиальные скарны, долериты |
| Пи+Ал; Пи+Пр | Пироксен-альбитовые и пироксен-пренитовые околоскарновые | Адиноли, альбититы базальты, долериты |
| Пи+Ми+Кв; Пи+ +Ал+Кв; Би+Ми+Кв; Амф+Ми+Кв; Кв | Пироксен-, амфибол- или биотит-микроклин-кварцевые, пироксен-альбит-кварцевые породы и кварциты | Долериты, песчаники, альбититы, известковые скарны |
| $Гр_{60-80}$; Пи | Андрадитовые и пироксеновые породы | Магнезиальные и известковые скарны |
| Пен+Хп+Пирр; Пен+Хп; Пен+Куб+ +Хп; Пен+Бор; Хиз+ +Бор+Хз | Пентландитсодержащие, халькопирит-пирротиновые, халькопиритовые, кубанит-халькопиритовые, борнитовые и хизлевудит-борнит-халькозиновые руды | Накладываются на все породы |
| Мт+Пир+Вал; Милл+ +Хп+Пир+Мт; Хп+ +Пир; Пир | Магнетит-пирит-валеринитовые, миллерит-магнетит-халькопирит-пиритовые, халькопирит-пиритовые и пиритовые руды | Накладываются на первичную ассоциацию руд |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|
| Постмагматический | Поздняя щелочная | Серпентинитов | Магнезиальные и известково-магнезиальные метасоматиты |
| | Заключительная | | Пострудные жилы и прожилки |

Примечание. Здесь и далее приняты следующие символы минералов: Акт — актинолит, Вал — валлериит, Вез — везувиан, Вол — волластонит, Гип — гиперстен, Гр — гранат, Ггр — гид Мил — миллерит, Мон — монтичеллит, Мт — магнетит, Му — мусковит, Ол — оливин, Орт — плагиоклаз, Пр — пренит, Пш — полевой шпат, Сап — сапонит, Серп — серпентин, Тр — тремолит, хлорит, Хп — халькопирит, Шп — шпинель, Эп — эпидот.

серпентиниты, поздние альбититы и некоторые другие метасоматиты. Таким образом, выявляется четкая связь оруденения с метасоматитами стадии кислотного выщелачивания и парагенетические соотношения с метасоматитами ранней щелочной стадии (в частности, со скарнами).

Как показано в последнее время (Батуев, 1972; Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Архипова и др., 1977), закономерности состава, строения и условий возникновения метасоматитов, выявленные при исследовании Талнахского рудного узла, **могут быть использованы как критерии при поисках сульфидных медно-никелевых руд.** При этом **прямым признаком служит присутствие околорудных метасоматитов,** в частности кварц-полевошпатовых, пироксен-полевошпатовых и других пород (см. табл. 6.2). Дополнительными признаками служат широкое проявление одной или нескольких формаций метасоматитов, в том числе скарнов и серпентинитов, а также особенности состава ряда упоминавшихся выше минералов.

Околорудные метасоматиты достаточно разнообразны и описывались многими исследователями (Батуев, 1972; Додин, Батуев, 1971; Рябов, Золотухин, 1977; Петрология и перспективы..., 1978; Архипова и др., 1977). Наиболее важные из них вместе с главными парагенезисами минералов и указанием характера пород, по которым они развиваются, даны в табл. 6.2. Несколько далее мы остановимся подробнее лишь на достаточно редкой части из них, включающих специфические высокожелезистые минералы и возникающие близко во времени к самому сульфидному оруденению. Анализ парагенетических ассоциаций именно таких минералов наиболее информативен в части восстановления физико-химических условий генезиса самого оруденения, сопровождаемого этими метасоматитами. Не менее важно разобраться в существе эмпирически наблюдаемой зависимости полевошпатизации и оруденения. На этих вопросах мы далее остановимся подробнее (см. также раздел 3.4).

## 6.3. ПОЛЕВОШПАТИЗАЦИЯ ПОРОД КАК ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

Как уже говорилось выше, дифференцированные рудоносные интрузии Норильского района имеют в своем составе горизонты пород, обогащенные плагиоклазом. К ним относятся такситовые габбро-долериты и габбро, располагающиеся внизу разреза интрузий и часто в верхней его части. Эти породы по своему грубозернистому облику отличаются от пород других горизонтов в дифференцированных интрузиях и могут быть отнесены к основным пегматоидам. Как нижние, так и верхние пегматоиды

| 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|
| Серп; Серп+Бр; Бр; Фл+Сап; Серп+Хл; Хл+Эп+Ггр | Серпентиниты, ангидрит и кальцит-серпентиновые породы, бруситы, флогопитовые, сапонитовые, хлоритовые, эпидотовые и гидрогранатовые породы | Накладываются на все породы |
| — | Серпентиновые, хлоритовые, цеолитовые, ангидритовые, кальцитовые, ксонотлитовые, апофиллитовые, гипсовые, сепиолитовые жилы и прожилки | Секут все породы |

Ал — альбит, Амф — амфибол, Анд — андалузит, Би — биотит, Бор — борнит, Бр — брусит, рогранат, Ка — кальцит, Кв — кварц, Корд — кордиерит, Куб — кубанит, Ми — микроклин, ортоклаз, Пе-периклаз, Пен— пентландит, Пи — пироксен, Пир — пирит, Пирр — пирротин, Пл— Фас — фассаит, Фл — флогопит, Фо — форстерит, Хз — халькозин, Хиз — хизлевудит, Хл—

этих интрузий имеют вкрапленное и шлировое оруденение, иногда достигающее значительных масштабов (например, такситовые габбро-долериты северного мыса горы Рудной). Установлено, что нижние такситовые габбро-долериты повсеместно наиболее насыщены сульфидами. Объяснение генезиса этих пород является ключевым моментом к познанию генезиса самого оруденения и закономерностей его возникновения. Из ряда существующих на этот счет гипотез (см. выше) наиболее полно, по нашему мнению, объясняет фактический материал гипотеза возникновения основных пегматоидов за счет вторичного переплавления интрузивных пород (Золотухин, 1964а). В процессе вторичного расплавления еще раскаленных твердых пород при повышенном давлении флюидов, проникающих вдоль ослабленных зон из прикорневых еще кристаллизующихся частей интрузии, происходит сдвиг первичного эвтектического соотношения пироксенов и плагиоклаза в сторону обогащения выплавки плагиоклазом. Благодаря этому продукт раскристаллизации выплавки обогащен плагиоклазом от основного до среднего состава. Оливин в такситовых габбро-долеритах обыкновенно во вторичное плавление не вовлекается и лишь претерпевает ороговикование. Происходит лейкократизация первичной породы, которая усиливается еще, как показывают расчеты, за счет одновременного привноса — выноса вещества, по-видимому, в процессе метамагматической дебазификации (Коржинский, 1973). Таким образом, здесь проявляется **магматическая лейкократизация.**

С другой стороны, как показывают наблюдения, на месторождениях имеет место и **метасоматическая лейкократизация** пород. Имеющие магматическую природу такситовые габбро-долериты и габбро могут сопровождаться, как упоминалось выше, ореолом лейкократизированных пород расслоенной серии, возникших явно за счет преобразований метасоматического характера. Это цепочки кристаллов плагиоклаза вдоль протопластовых и сколовых трещин, а также их сетчатые скопления и лейкократовые блоки среди пород расслоенной серии. В интрузии Норильск-I, например, они локализуются над такситовым горизонтом среди пикритовых габбро-долеритов, в нижней части горизонта оливиновых габбро-долеритов и вокруг линзообразных тел габбро в верхней части интрузива. Важно отметить, что эти метасоматические лейкократовые блоки четко петрохимически отличаются (Тарасов, 1976) от всей массы морфологически подобных магматических такситовых габбро-долеритов и габбро, как это видно на рис. 3.10—3.12 (см. серию А—Г от вмещающих пикритовых габбро-долеритов через переходные разности к центральным частям лейкократового блока, подобная же серия Д—Ж начинается от вмещающих оливиновых габбро-долеритов). Особенно хорошо заметно это на рис. 3.10 на проекции *cSb* по постоянным аномально высоким характеристикам *c* и на проекции

$aSb$ по малым характеристикам $c'$ и высоким $m$ (резко секущее положение векторов ко всей массе остальных). Отличаются они также малыми значениями параметров $a : c$ и $SiO_2$ (см. рис. 3.11, 3.12). Эти соотношения норильских магматических такситовых пород и габбро с лейкократизированными породами метасоматического ореола дают нам основания предполагать, что аналогичные такситовые лейкократовые породы, описанные как метасоматиты среди перидотитов Полярного Урала (Морковкина, 1962), глубже либо по простиранию могут также переходить в магматические габброиды. Доказать это можно, лишь обнаружив и изучив расплавные включения в их минералах.

Указанные ореолы, возможно, представляют ранние домагматические (дотакситовые) высокотемпературные метасоматиты, наложенные на породы расслоенной серии, центральные части которых, примыкающие к проницаемым зонам при дальнейшем возрастании температуры метасоматизирующих растворов и их массы, переходят в расплав и дают магматические такситовые породы и габбро. С неменьшими основаниями можно говорить и о посттакситовом возрасте метасоматического ореола либо о комбинации обоих вариантов. Сульфидная вкрапленность здесь иногда может практически отсутствовать.

Во вмещающих рудоносные интрузии осадочных терригенных породах бывает широко проявлена метасоматическая лейкократизация, представленная альбититами и существенно альбитовыми породами с мелкой пылевидной полосчатой вкрапленностью сульфидов. В некоторых случаях (месторождения Норильск-I и Талнах) насыщенность прослоев таких пород сульфидами настолько велика, что они уже приближаются к сплошным рудам.

Следует упомянуть также о плагиоклазе среднего состава, входящем в ассоциацию реакционных минералов, сопровождающих вкрапленность сульфидов и одновременных ей в рудоносных интрузиях. Иногда здесь наблюдаются не только реакционные каймы на первично-магматическом плагиоклазе, но и новообразования отдельных зерен плагиоклаза и их скоплений, тесно ассоциирующих с сульфидной вкрапленностью (Золотухин, 1964а, в; Золотухин и др., 1975). Интересно отметить также проявление в пикритовых и троктолитовых габбро-долеритах интрузий моронговского типа цепочечных и прожилковидных образований явно наложенного основного плагиоклаза, с которыми ассоциирует здесь редкая сульфидная вкрапленность. Еще более убедительным примером четкой связи образования в интрузии лейкократовых такситовых пород и сульфидного оруденения является пикритовый горизонт Мантуровской интрузии в Имангдинском районе (Золотухин, Щедрин, 1977). Верхи пикритового горизонта этой интрузии практически не имеют сульфидов. В нижней части горизонта крупные округлые сульфидные вкрапленники фиксируются всякий раз, когда здесь среди пикритовых пород появляются маломощные прослои и и прожилки лейкократовых такситовых габбро-долеритов.

Все приведенные соображения указывают на существенную тесную связь процесса полевошпатизации пород и их сульфидизации. С магматической лейкократизацией (возникновением основных пегматоидов) появление сульфидов разделено некоторым интервалом во времени. Тем не менее связь эта — генетическая, и определяется она отделением от кристаллизирующейся магмы основных пегматоидов рудоносных растворов, из которых происходит выделение сульфидов как в уже закристаллизовавшейся части пегматоидов, так и во вмещающих их породах. Что касается метасоматической лейкократизации пород и появления плагиоклазов и альбититов, то этот процесс может идти параллельно с процессом возникновения сульфидной вкрапленности. Это возможно благодаря тому, что существенно полевошпатовые метасоматиты попадают в поле устойчивости бинарного парагенезиса полевой шпат + магнетит (Золотухин и др., 1975) и направленность метасоматических реакций определяется пред-

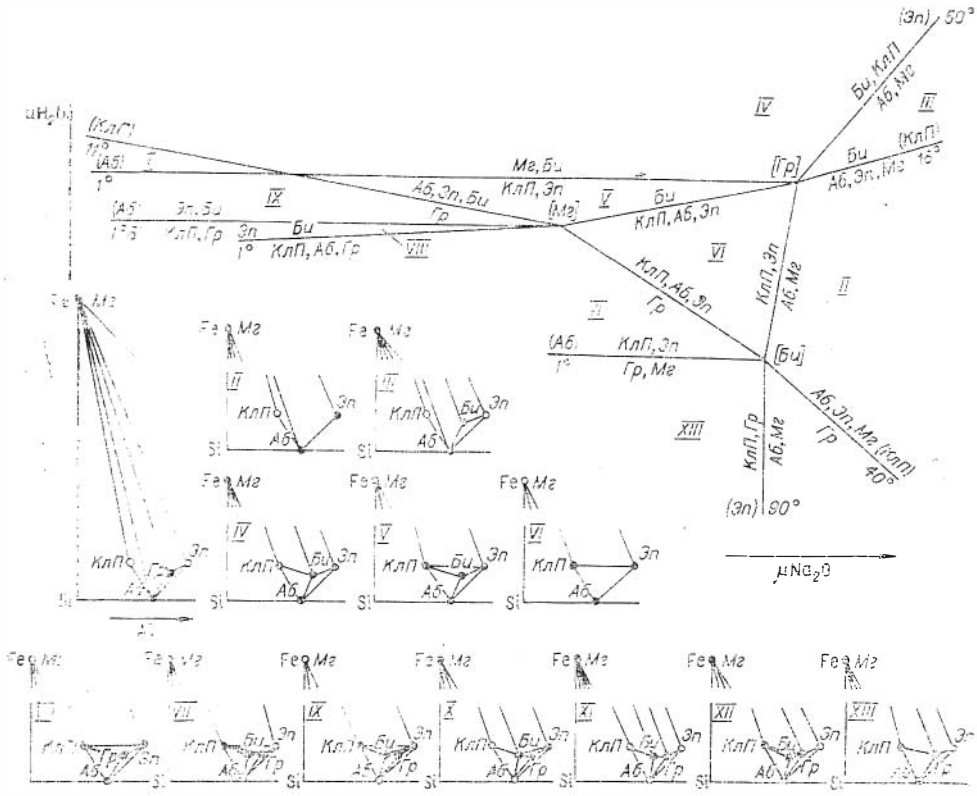



*Рис. 6.1.* Мультисистема $\mu H_2O$—$\mu Na_2O$ для метасоматитов интрузии Макус (фрагмент парагенетических диаграмм, см. Золотухин, Васильев, 1969).

почтительным разложением темноцветных минералов пород с образованием полевого шпата и выделением окислов железа, что особенно хорошо видно на диаграммах $\mu Na_2O$ — $\mu H_2O$ (см., например, рис. 6.1). При соответствующих соотношениях в растворах химических потенциалов кислорода и серы и других компонентов окислы железа замещаются сульфидами (в том числе пирротином, пентландитом, кубанитом, халькопиритом) при сохранности парагенезиса нерудных минералов метасоматитов (Золотухин, 1964а). Естественно, что помимо местного железа самих пород, используемого в процессе в качестве основного источника для образования рудных минералов, какая-то часть его еще привносится наряду с никелем, медью и другими элементами глубинным потоком растворов.

Суммируя все сказанное выше, можно говорить о том, что лейкократовость, связанных с дифференцированными интрузиями пород и признаки полевошпатизации как собственно интрузивных, так и вмещающих пород представляют собой один из сильных поисковых признаков на связанное с ними сульфидное оруденение.

## 6.4. ВЫСОКОЖЕЛЕЗИСТЫЕ МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ ОКОЛОРУДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КАК ВАЖНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

Как известно, норильские руды сопровождаются проявлением некоторых метасоматических минералов, описанных во многих работах (Золотухин, 1964а—в, 1965; Золотухин, Васильев, 1964, 1967, 1969а, б; Золотухин и др., 1967, 1975; Васильев, Золотухин, 1970; Рябов, 1975;

| Окислы | Гранат | | Фаялит | | Ферриавгит | | Биотит | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов |
| $SiO_2$ | 35,95 | 2,93 | — | 1,00 | 44,22 | 1,73 | 36,20 | 5,64 |
| $TiO_2$ | 1,84 | 0,11 | — | — | 1,85 | 0,05 | 2,84 | 0,32 |
| $Al_2O_3$ | 6,80 | 0,66 | — | — | 4,02 | 0,18 | 13,53 | 2,48 |
| $Fe_2O_3$ | 18,92 | 1,15 | — | — | 6,43 | 0,19 | 4,61 | 0,54 |
| FeO | 1,79 | 0,12 | — | 1,80 | 9,87 | 0,32 | 21,02 | 2,74 |
| MnO | 0,10 | — | — | — | 0,27 | 0,01 | 0,56 | 0,08 |
| MgO | 1,41 | 0,17 | — | 0,20 | 9,04 | 0,52 | 5,18 | 1,20 |
| CaO | 33,18 | 2,90 | — | — | 22,41 | 0,92 | 6,98 | 0,98 |
| $Na_2O$ | — | — | — | — | 0,97 | 0,07 | 1,54 | 0,46 |
| $K_2O$ | — | — | — | — | 0,31 | 0,01 | 3,25 | 0,60 |
| $H_2O^+$ | — | — | — | — | 0,32 | — | 3,44 (F=0,41) | 3,58 (F=0,20) |
| $P_2O_5$ | — | — | — | — | 0,33 | — | 0,50 | — |
| Сумма | 99,99 | | 100 | | 100,04 | | 99,90 | |
| $f$ (%) | 70 | | 90 | | 50 | | 73 | |
| $N$ | 1,850 | | $Ng$=1,851 $Np$=1,806 | | $Ng$=1,740—1,754 $Np$=1,722—1,730 | | $Ng$=1,703 | |
| $\angle 2V°$ | — | | (—)51—55 | | (+)72—84 | | (—) малый | |
| $\angle cNg°$ | — | | — | | 52—58 | | — | |
| Цвет в шлифах и плеохроизм | От розового до мясокрасного | | От бесцветного до слабо-зеленоватого | | $Ng$—желтый; $Nm$—бледно-зеленый; $Np$—травяно-зеленый | | $Ng$—буровато-зеленый; $Np$—желтый до бесцветного | |
| Схема абс. | — | | — | | $Np>Nm>Ng$ | | $Ng\geqslant Nm>Np$ | |
| Источник; № образца | Золотухин, 1964а; обр. 153 | | Золотухин, 1971а | | Юдина, 1970; обр. 94(104/42) | | Золотухин и др., 1975; обр. 127 М | |

и др.). В процессе выполнения этих работ постепенно начал выявляться и расширяться круг аналогичных минералов, но со специфической высокой железистостью их состава. Эти минералы четко ассоциируют со сплошными сульфидными норильскими рудами. К ним относятся высокожелезистые разновидности клинопироксена ферриавгитового типа (Золотухин, 1964а, б, 1973; Золотухин и др., 1975; Рябов, 1975), граната, близкого к андрадиту (Золотухин, 1964а, б; Рябов, 1975), оливина, близкого к фаялиту (Золотухин, 1971), биотита (Золотухин и др., 1975; Золотухин, 1973; Васильев и др., 1975), пренита (Золотухин и др., 1965а, 1967), пумпеллиита (Золотухин и др., 1965б, 1967), хлорита (Золотухин, 1973; Рябов, Корнева, 1976), а также высокожелезистой роговой обманки (Золотухин, 1973). Из скарноидов, связанных с рудами, В. В. Юдиной (1970) также описывались феррогастингсит и ферриавгит, а А. Д. Генкиным и др. (1961) — гранат, близкий к андрадиту. Краткая характеристика состава и кристаллооптических свойств представителей указанных минералов приводится

Таблица 6.3

**минералов из норильских руд**

| Пумпеллиит | | Пренит | | Феррогастингсит | | Хлорит | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов | Вес. % | Колич. атомов катионов |
| 34,83 | 3,00 | 42,32 | 3,00 | 41,5 | 6,53 | 28,12 | 3,06 |
| 0,10 | — | Сл. | — | 0,7 | 0,08 | 2,62 | 0,22 |
| 10,10 | 1,03 | 17,79 | 1,49 | 9,44 | 1,76 | 14,27 | 2,31 |
| 18,05 | 1,17 | 8,05 | 0,43 | 5,91 | 0,70 | 12,85 | 1,06 |
| 9,09 | 0,66 | 1,77 | 0,11 | 24,03 | 3,16 | 25,32 | 2,31 |
| 0,02 | — | Сл. | — | 0,27 | 0,02 | 0,51 | 0,05 |
| 0,94 | 0,11 | 0,21 | — | 3,20 | 0,75 | 4,41 | 0,72 |
| 20,50 | 1,90 | 25,61 | 1,95 | 11,43 | 1,92 | 0,35 | 0,03 |
| 0,18 | 0,02 | 0,03 | — | 1,63 | 0,50 | 0,05 | — |
| Не опр. | — | 0,08 | — | 1,07 | 0,22 | 0,07 | — |
| 5,62 | (OH) 2.00<br>($H_2O$)0,61 | 4,21 | 2,00 | —<br>— | (OH)2,0<br>— | 8,66<br>$H_2O^-$=2,08 | 7,85 |
| — | — | — | — | — | — | 0,44 | — |
| 99,43 | | 100,14 | | 99,18 | | 99,87 | |
| 64 | | 27 | | 84 | | 83 | |
| $Ng$=1,754<br>$Np$=1,728 | | $Ng$=1,672<br>$Np$=1,620 | | $Ng$=1,684<br>$Np$=1,666 | | $Ng$=1,662<br>$Np$=1,656 | |
| (—)60—30 | | (+)68 | | (—)58—65 | | (—) малый | |
| 5 | | — | | 20—22 | | 0 | |
| $Ng$ — желто-коричневый;<br>$Nm$ — травяно-зеленый;<br>$Np$ — бледно-желтый | | Бесцветный | | $Ng$ — сине-зеленый;<br>$Nm$ — коричнево-зеленый;<br>$Np$ — зелено-желтый | | $Ng$ — оливковый;<br>$Np$ — светло-желтый до зеленого | |
| $Nm \geqslant Ng > Np$ | | — | | $Np \geqslant Nm > Np$ | | $Ng \geqslant Nm > Np$ | |
| Золотухин и др., 1967; обр. 5 | | Золотухин и др., 1967; обр. 6 | | Юдина, 1970; обр. 823 (33/115) | | Рябов, Корнева, 1976; обр. 555М | |

в табл. 6.3. Часть их отмечена также среди сплошных руд в составе реликтов метасоматических зон кварц-полевошпатового, клинопироксен-плагиоклазового и фаялит-плагиоклазового состава (Золотухин, 1973).

Не вызывает сомнения, что в парагенетические ассоциации совместно с высокожелезистыми минералами входят и полевые шпаты (плагиоклаз от № 40 до альбита, а также калишпат в кварц-полевошпатовых метасоматитах). Парные соотношения в рудах: нерудный метасоматический минерал — рудный минерал позволяют выделить парагенетическую ассоциацию минералов, сопровождающую пирротин (высоко- до среднетемпературной стадия постмагматического процесса), и ассоциацию нерудных минералов, сопровождающую халькопирит (средне- до низкотемпературной стадия постмагматического процесса). На основе выделенных ниже таким способом «краевых»* парагенетических ассоциаций возможно построение

* Имеют место и «промежуточные» ассоциации, например, клинопироксена и граната с пренитом и халькопиритом, но мы их здесь не рассматриваем.

мультисистем (Коржинский, 1957) для условий разной температурности возникновения ассоциаций высокожелезистых минералов, фиксирующих стадию максимального привноса железа. Это условия наиболее высокого уровня железистости, достигаемого метасоматитами, когда происходит образование и сплошных руд. При достижении этой стадии («рудной стадии» постмагматического процесса) железо, как и другие полезные компоненты руд, не должны выноситься, так как лишь при условии приобретения ими инертности могут быть достигнуты соответствующие высокие концентрации вплоть до образования сплошных руд. В этой связи рассматриваемые ассоциации минералов могут расцениваться как явные околорудные изменения и **играть роль несомненного поискового признака.** Закономерности, вытекающие из построенных мультисистем (Золотухин, 1976), характеризуют уже не общие тенденции постмагматического минералообразования вообще, что рассматривалось ранее (Золотухин, Рябов, 1972), а особенности самого рудного процесса как рудной стадии в пределах общего постмагматического процесса на примере норильских сульфидных медно-никелевых руд.

Как и в более ранних наших работах (Золотухин, 1964а, в, 1965, 1973), за наименее подвижные (инертные) компоненты этой стадии принимаются $SiO_2$, $Al_2O_3$, $\Sigma Fe$ *, за подвижные — $H_2O$, $CO_2$, S, $K_2O$, $Na_2O$,

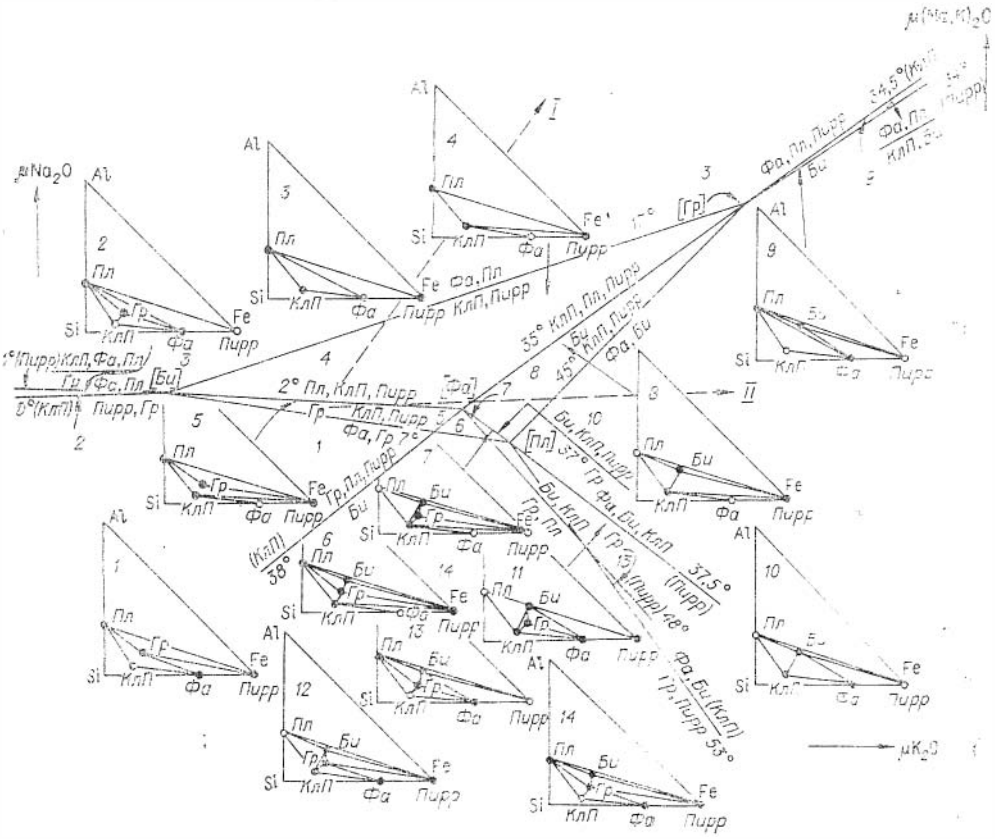
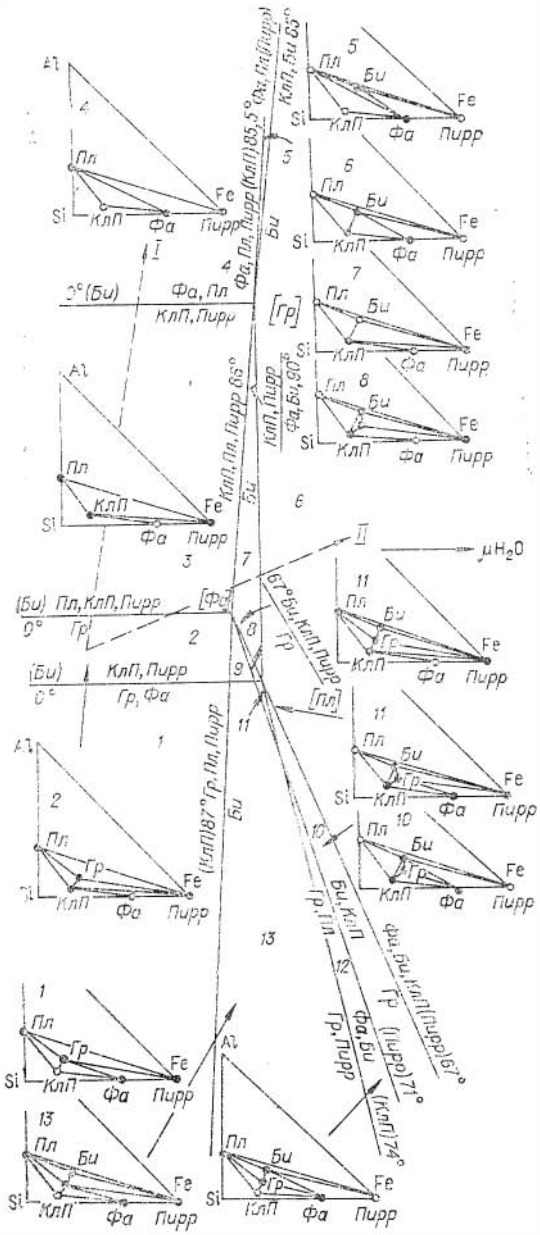



*Рис. 6.2.* Мультисистемы $\mu Na_2O$—$\mu K_2O$ и $\mu(Na, K)_2O$—$\mu H_2O$ для более высокотемпературной ассоциации минералов с пирротином из сплошных руд (фрагмент парагенетических диаграмм, см. Золотухин, 1976).

---

* Для начала процесса замещения пород рудами, ибо в дальнейшем в зонах локализации сплошных руд все элементы становятся подвижными и рудный минерал из «реакционного» превращается в «осажденный».

$O_2$, MgO, CaO, $TiO_2$, MnO, $P_2O_5$, CuO (приблизительно в порядке убывания их подвижности). Согласно правилу фаз при переменных значениях химических потенциалов ($\mu$) двух подвижных компонентов и постоянных $T$, $P$ и $\mu$ остальных подвижных компонентов нонвариантной будет пятиминеральная ассоциация, не считая еще одного осажденного (вполне подвижного) минерала (Коржинский, 1957). Расчет рассматриваемых шестиминеральных ассоциаций, включающих один из рудных минералов, приводит к построению мультисистем с одной отрицательной степенью свободы, причем за стабильные варианты принимаются те, в которых участвует тот или иной пучок, отражающий реально наблюдавшуюся пятиминеральную ассоциацию. К каждому из пронумерованных полей диаграмм приводится треугольная парагенетическая диаграмма, где сплошные кружки обозначают минералы, участвующие в реакциях.




Соотношение каждого из нерудных минералов с одним из рудных дает возможность определить интересующие нас ассоциации с пирротином и халькопиритом, которые рассматриваются ниже.

### Ассоциация с пирротином

Совместно с пирротином (Пирр) могут наблюдаться гранат (Гр), феррипавгит (КлП), биотит (Би), фаялит (Фа), плагиоклаз—Пл (в ср. 30% Ан комп.), а также в качестве осажденного вполне подвижного минерала — — ангидрит.

Расчет моновариантных равновесий по инертным компонентам и уравнивание обеих частей уравнения по подвижным компонентам дает возможность графически изобразить парагенетические взаимоотношения минералов последовательно в различных координатах $\mu$ подвижных компонентов попарно, принимая $\mu$ остальных подвижных компонентов постоянными, а именно в координатах: $\mu\mu$ $Na_2O—K_2O$, $CaO—H_2O$, $CaO—MgO$, $S—O_2$, $O_2—H_2O$, $(Na, K)_2O—H_2O$. Закономерности в изменении парагенезисов в зависимости от изменения $\mu$ указанных подвижных компонентов приводились ранее (см. Золотухин, 1976, рис. 1, 2). За стабильный принят вариант с участием [Гр] узла, отражающего пятиминеральную реально наблюдаемую ассоциацию. Мультисистемы имеют поля ус-

ойчивости двух минералов (граната и биотита), шести бинарных ассоциаций и пяти тройных ассоциаций.

Здесь интересно подчеркнуть лишь общие особенности распределения пучков на рассматриваемых диаграммах (см. Золотухин, 1976, рис. 1, 2) в зависимости от величины $\mu$ подвижных компонентов (в качестве примера см. рис. 6.2).

**Безгранатовые ассоциации** ([Гр] узел) возникают при высоких $\mu\mu$ $Na_2O$, $K_2O$, MgO, низких $\mu\mu$ CaO, $O_2$, $H_2O$ (относительно высоких температурах), S.

**Бесфаялитовые ассоциации** ([Фа] узел) возникают при умеренных $\mu\mu Na_2O$ и $K_2O$ (для появления фаялита нужны крайние условия, отклоняющиеся от нормальных), высоких $\mu\mu$CaO, MgO, $O_2$, S, низких $\mu H_2O$ (относительно высокие температуры).

**Безбиотитовые ассоциации** ([Би] узел) возникают при малых $\mu\mu$ $K_2O$, MgO, $H_2O$ (относительно высокие температуры), умеренных $\mu\mu$ $Na_2O$, $O_2$, CaO.

**Бесплагиоклазовые скарновые ассоциации** ([Пл] узел) возникают при малых $\mu$ $Na_2O$, умеренных $\mu\mu$ $K_2O$, $O_2$, S, умеренных и высоких $\mu$ $H_2O$.

**Беспирротиновые ассоциации** ([Пирр] узел) возникают при высоких $\mu$ $O_2$ и малых $\mu$ S.

Исходя из реально наблюдавшихся ключевых парагенезисов и последовательности их смены в сплошных сульфидных норильских рудах, из расположения на диаграммах пяти минеральных узлов, а также полей устойчивости соответствующих бинарных и тройных ассоциаций, можно составить представление о режимах изменения при этом $\mu$ подвижных компонентов в рудообразующих постмагматических растворах. Выясняется, что для перехода от прожилковидных сплошных руд без фаялита с участием граната в парагенезисе Пирр, Гр, КлП к массивным сплошным рудам без граната и фаялита с парагенезисом Пл, КлП, Пирр и далее к парагенезису Фа, Пл, Пирр без граната и клинопироксена необходимо общее понижение $\mu$ CaO, $O_2$, S и некоторое повышение $\mu\mu$ щелочей, MgO и $H_2O$ (некоторое относительное понижение температуры). Это направление на диаграммах (см. Золотухин, 1976, рис. 1, 2) обозначено эволюционной линией I. Следует заметить, что при этом должно иметь место более интенсивное возрастание $\mu$ $Na_2O$, чем $\mu$ $K_2O$. Обратное соотношение щелочей либо даже незначительное снижение $\mu Na_2O$ (для ассоциации [Пл] узла) приведет к последовательной смене парагенезисов Гр, КлП, Пирр $\rightarrow$ $\rightarrow$ Пл, КлП, Пирр $\rightarrow$ Би, КлП, Пирр $\rightarrow$ Фа, Би, КлП. Эта же смена связана с интенсивным возрастанием $\mu\mu$ MgO и $H_2O$ при менее интенсивном снижении $\mu$ CaO. К тем же конечным результатам, минуя промежуточный парагенезис Пл, КлП, Пирр, приводит более интенсивное уменьшение $\mu$ S, чем $\mu$ $O_2$ (см. линию II на рис. 1, 2, Золотухин, 1976). Интересно отметить аналогию во влиянии на образующиеся парагенезисы со стороны $\mu$ $O_2$ и $\mu$ $Na_2O$. Общая тенденция замещения парагенезисов в сплошных рудах от бесфаялитовых и безбиотитовых ассоциаций к более поздним — безгранатовым и бесплагиоклазовым ассоциациям — очевидна.

### Ассоциация с халькопиритом

Совместно с халькопиритом (Хп) помимо альбита (Аб) могут наблюдаться роговая обманка — Амф (феррогастингсит), пумпеллит (Пум), пренит (Пр), хлорит (Хл), а также в качестве осажденного (вполне подвижного минерала) ангидрит либо кальцит. Расчет моновариантных равновесий по инертным компонентам и уравнивание обеих частей уравнения по подвижным компонентам дают возможность графически изобразить парагенетические взаимоотношения последовательно в различных координатах $\mu$ подвижных компонентов попарно, принимая $\mu$ остальных

подвижных компонентов постоянными, а именно в координатах: $\mu\mu$ $Na_2O$—$K_2O$, $(Na, K)_2O$—$H_2O$, $CaO$—$MgO$, $CaO$—$H_2O$, $O_2$—$H_2O$, $O_2$—$S$, $CuO$—$H_2O$. Главнейшие закономерности в изменении парагенезисов в зависимости от изменения $\mu$ указанных подвижных компонентов приводились ранее (Золотухин, 1976). За стабильный принят вариант с участием [Хл] узла, отражающего пятиминеральную реально наблюдаемую ассоциацию.

Мультисистемы (см. Золотухин, 1976, рис. 3, 4) имеют поле устойчивости пумпеллиита, а также поля устойчивости ряда бинарных и тройных ассоциаций.

Прокомментируем общие особенности распределения пучков (а также соответствующих лучей) на рассматриваемых диаграммах в зависимости от величины $\mu$ подвижных компонентов (в качестве примера см. рис. 6.3).

**Бесхлоритовые ассоциации** ([Хл] узел) возникают при высоких $\mu\mu$ $CaO$, $O_2$, $CuO$ и низких $\mu\mu$ $H_2O$ (относительно высокие температуры), $MgO$, щелочей.

**Безамфиболовые ассоциации** ([Амф] узел) возникают при высоких $\mu$ щелочей и умеренных $\mu\mu$ $CaO$ и $H_2O$ (умеренные температуры).

**Безальбитовые ассоциации** ([Аб] узел) образуются при высоких $\mu\mu$ $MgO$ и $CaO$, умеренных $\mu\mu$ $S$, $O_2$, $H_2O$ (умеренные температуры) и $CuO$, низких $\mu$ щелочей.

**Беспумпеллиитовые ассоциации** возникают при высоких $\mu$ $K_2O$, умеренных $\mu\mu$ $MgO$, $CuO$ и $S$, низких $\mu\mu$ $CaO$, $O_2$, $H_2O$ (относительно высокие температуры).

**Беспренитовые ассоциации** образуются при больших $\mu\mu$ щелочей, $H_2O$ (низкие температуры), малых $\mu$ $CaO$.

**Бесхалькопиритовые ассоциации** ([ХП] лучи) образуются при умеренных и высоких $\mu$ $H_2O$ (умеренные и низкие температуры), высоких $\mu$ $MgO$, малых $\mu\mu$ $S$ и $CuO$.

Исходя из реально наблюдавшихся ключевых парагенезисов и последовательности их смены в норильских рудах, а также расположения на диаграммах как пяти минеральных узлов, так и полей устойчивости соответствующих бинарных и тройных ассоциаций, можно составить представление о режимах изменения при этом $\mu$ подвижных компонентов в рудообразующих постмагматических растворах на этапе массового образования халькопирита.

С повышением $\mu$ $H_2O$ (падением температуры) имеет место следующая смена парагенезисов: Амф, Пр $\rightarrow$ Хп, Пр $\rightarrow$ Аб, Хл и Амф, Пр $\rightarrow$ Аб, Хп Направление такой смены отвечает направлению общей вытянутости мультисистемы $\mu CaO$ — $\mu$ $H_2O$ от [Хл], через [Амф] к [Пр] узлу с падением $\mu\mu$ $CaO$, $K_2O$, $MgO$ и возрастанием $\mu\mu$ $H_2O$ (понижение температуры), $Na_2O$, $S$, $CuO$ и $O_2$ (для пумпеллиитсодержащих парагенезисов). Наиболее вероятные направления изменения $\mu$ подвижных компонентов обозначены на диаграммах (см. Золотухин, 1976, рис. 3, 4) стрелками. Интересно подчеркнуть наибольшую температурность в пределах рассматриваемой стадии ключевой парагенетической ассоциации [Хл] узла и наименьшую температурность [Пр] узла. Отсюда следует, что парагенезисы с Пр и, в частности, интересующий нас парагенезис Пр, Хп не являются низкотемпературными. Для них требуются умеренные и относительно высокие температуры, что объясняет также наблюдавшиеся «промежуточные» между рассматриваемыми двумя группами диаграмм парагенезисы Пр с ферриавгитом, гранатом и биотитом. С другой стороны, несомненно, что при относительно наибольшей температуре в пределах стадии с участием халькопирита хлорит не участвует в парагенезисах, а появляется в них лишь при умеренных и относительно низких температурах.

В частности, парагенезис Хл, Аб, характеризующий поздние альбититы типа адинол и спилозитов (в том числе оруденелые их разности — парагенезис Хл, Аб, Хп), требует умеренных температур, а разности с

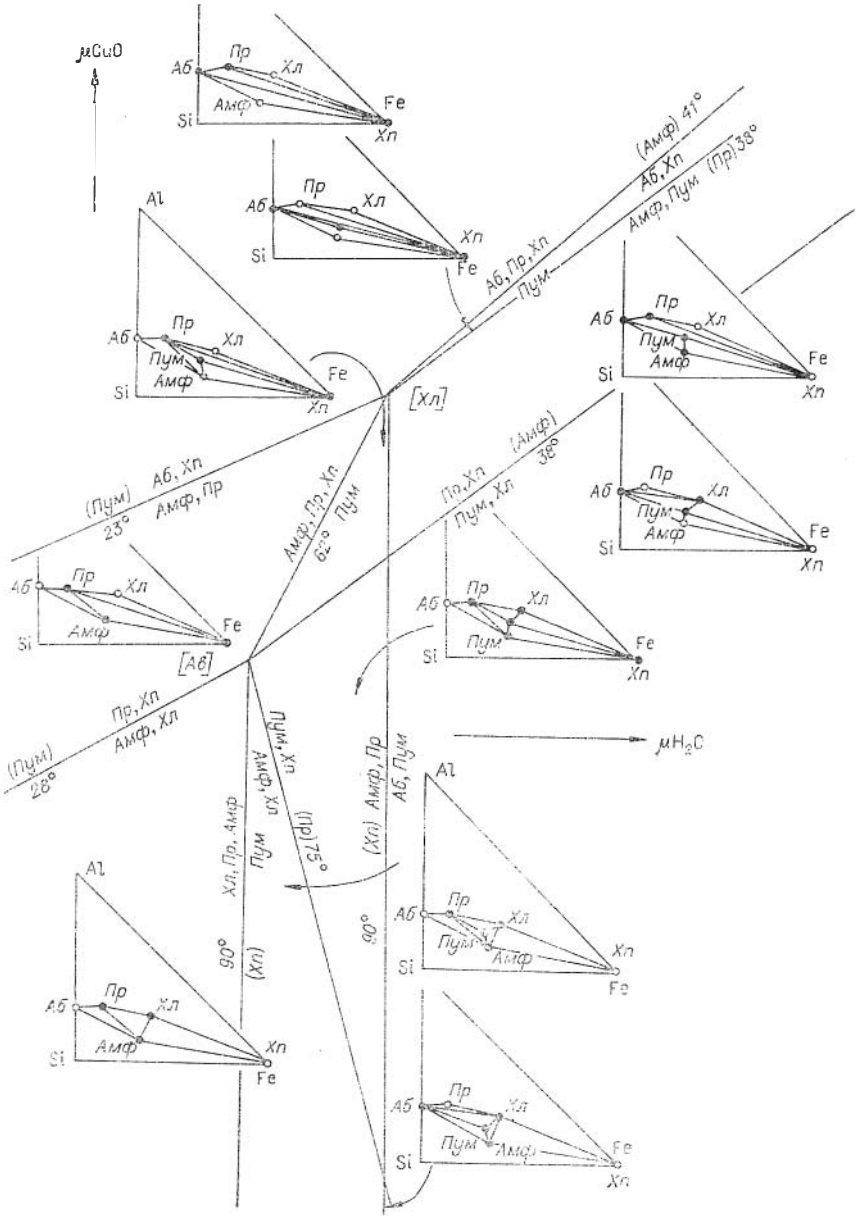



*Рис. 6.3.* Мультисистема μCuO—μ$H_2O$ для менее высокотемпературной ассоциации минералов с халькопиритом (фрагмент парагенетических диаграмм, см. Золотухин, 1976).

Пум (парагенезис Аб, Хл, Пум) и Амф (парагенезис Аб, Хл, Амф) — более низких и самых низких температур (более высоких μ $H_2O$).

Существует мнение, что метасоматические образования типа известковых скарнов (с Гр, КлП, Пр и т. д.), находимые в рудах, не могут играть роль прямого поискового признака на это оруденение (см., например, Юдина, 1965), поскольку метасоматиты обычного типа широко проявляются и в безрудных интрузиях. Этот довод нельзя, однако, применить к высокожелезистым метасоматитам. Анализируя приводимые выше материалы, можно сделать вывод, что качественно парагенезисы минералов обычной железистости не отличаются или мало отличаются от высокоже-

лезистых, будучи аналогом их частного случая, а именно, парагенезисов безфаялитовых пучков. Это указывет на один и тот же, в принципе, механизм образования рудных и безрудных метасоматитов. Количественные же отличия в их составе, несомненно, фиксируют достигнутый уровень концентрации постмагматическими растворами прежде всего железа, а также других рудных компонентов. Для высокожелезистых нерудных минералов из сплошных руд этот уровень максимален, в то время как для метасоматитов обычной железистости он заметно ниже. Можно думать также, что в постмагматических растворах рудоносных интрузий кислотно-основная эволюция более резко выражена и заходит заметно дальше в сторону кислой области по сравнению с таковыми нерудоносных интрузий. Это, в свою очередь, согласно Д. С. Коржинскому (1956), приводит к более интенсивному увеличению активности слабых оснований (в том числе рудных элементов) со снижением их подвижности и к увеличению подвижности (снижение активности) более сильных оснований. Стадия кислотного выщелачивания в среде основных и ультраосновных пород, как указывал Д. С. Коржинский (1953), не доходит до образования вторичных кварцитов, как в гранитоидах (когда большинство элементов приобретает подвижность), а завершается лишь последовательным формированием титаномагнетитового, магнетитового и сульфидного медно-никелевого оруденения. Таким образом, факт рудоносности или безрудности интрузии, очевидно, зависит прежде всего от уровня содержания в растворах кислотных компонентов, определяющих, с одной стороны, возникновение в растворах «волны кислотности» (по Д. С. Коржинскому, 1966), а с другой стороны, очень вероятное участие в переносе главнейших рудных компонентов — в виде ацидокомплексных соединений (Денискина, Калинин, 1966; Золотухин, 1971б), при разложении которых должна несколько возрастать концентрация (и активность) свободных щелочей, рудных компонентов и в еще большей мере — кислотных компонентов. По-видимому, этим объясняется и некоторое возрастание активности щелочей (во всяком случае, натрия) при формировании высокожелезистых метасоматитов в стадии возникновения сплошных сульфидных руд (см. Золотухин, 1976, рис. 1) на фоне общей тенденции к понижению активности щелочей от ранней щелочной стадии к стадии кислотного выщелачивания постмагматического процесса.

Количество летучих и, в частности, кислотных компонентов жестко связывается со степенью дифференцированности трапповой интрузии (накопление летучих компонентов до значительных количеств в поздних дифференциатах) и с проявлением в дифференцированных интрузиях поздних основных пегматоидов, являющихся главным концентратором летучих и в дальнейшем генератором постмагматических растворов (Золотухин, 1964а). В недифференцированных трапповых интрузиях, напротив, имеет место относительно равномерное рассеяние этих компонентов при кристаллизации магмы. Тем не менее интересно подчеркнуть, что даже в этих интрузиях в случае присутствия в них пегматоидных тел и прожилков в последних отмечается вкрапленность рудных минералов, в том числе сульфидов. По нашим представлениям (Золотухин, 1964а, 1971б; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975), развитие поздних основных пегматоидов в дифференцированных трапповых интрузиях является решающим фактором рудоносности этих интрузий.

Рудная стадия метасоматоза, как вытекает из изложенного выше, —часть общего постмагматического процесса, проявляющаяся лишь в **благоприятной обстановке,** способствующей крайним отклонениям от обычной кислотности растворов в стадию кислотного выщелачивания. Естественно, что высокожелезистые постмагматические нерудные минералы также возникают в эту стадию и, входя в рудный парагенезис, являются несомненными «околорудными изменениями», имеющими важное поисковое значение. В то же время их существование — сильный аргумент в

пользу метасоматической природы самого сульфидного оруденения норильского типа.

Резюмируя сказанное выше, отметим следующее.

1. Помимо обычных, нерудных метасоматических минералов с железистостью нормального характера, сопровождающих оруденение в интрузиях норильского типа (Золотухин, 1964а — в), в последнее время выявлен ряд аналогичных метасоматических минералов, но со специфической высокой железистостью, наблюдающихся чаще всего в сплошных сульфидных рудах. По принципу преимущественной ассоциации таких минералов с пирротином или халькопиритом выделяются крайние по температурности ассоциации: а) более высокотемпературная, сопровождающая пирротин, и б) менее высокотемпературная, сопровождающая халькопирит.

2. Общие тенденции, выявленные в изменении $\mu$ подвижных компонентов постмагматических растворов в процессе возникновения ключевых парагенезисов этих метасоматических минералов, сопровождающих рудные минералы, характеризуют **стадию образования сплошных руд.** Основной причиной ее проявления, по-видимому, являются в конечном счете аномальные отклонения в ходе эволюции кислотности постмагматических растворов в более кислую область, чем обычно для стадии «кислотного выщелачивания» в среде основных и ультраосновных пород (Коржинский, 1953). Это связывается как с обогащением летучими (в том числе ангидритами сильных кислот) поздних дифференциатов дифференцированных трапповых интрузий в процессе их дифференциации, так и с проявлением поздних основных пегматоидов, служащих для летучих коллекторами, генераторами постмагматических растворов, а также тепловыми флюидопроводниками для глубинных порций растворов. Этот аспект проблемы уже неоднократно освещался в ряде работ (Золотухин, 1964а, 1971б; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975).

3. Генетическая связь высокожелезистых нерудных метасоматических минералов с рудами, с одной стороны, указывает на метасоматическую природу самого сульфидного оруденения норильского типа, а с другой — позволяет расценивать их как несомненные «околорудные изменения», имеющие важное поисковое значение.

Глава 7

# ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основными объектами изучения в Норильском районе являлись поверхностные и подземные (над- и подмерзлотные) воды, приуроченные к различным литолого-стратиграфическим комплексам пород и тектоническим нарушениям.

**Подмерзлотные воды** относятся преимущественно к гидрокарбонатному классу, катионный состав их кальциевый или смешанный, без резкого преобладания одного из катионов. Встречаются гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные магниевые воды. Минерализация их колеблется от 100 до 420 мг/л. Подмерзлотные воды распространены широко и сосредоточены главным образом в валунно-галечниковых отложениях древних переуглубленных эрозионных долин и в коренных породах различного состава и возраста. Они вскрыты многочисленными скважинами и горными выработками. Воды напорные, их можно подразделить на два подтипа: поровые воды четвертичных отложений и трещинные воды коренных пород.

По химическому составу воды четвертичных отложений являются преимущественно гидрокарбонатными кальциевыми, реже гидрокарбонатными натриево-кальциевыми с минерализацией до 0,3 г/л. В осевой части Норильско-Рыбнинской долины скважинами вскрыты слабосолоноватые сульфидные кальциевые воды с минерализацией от 1,0 до 2,5 г/л.

Трещинные воды коренных пород можно рассматривать с гидродинамической точки зрения как единый водоносный комплекс, поскольку взаимопересекающиеся трещины и разломы связывают эти воды в общую гидравлическую систему. Учитывая, однако, что формирование химического состава подземных вод связано главным образом с литолого-минералогическим составом водоносных пород, мы подразделяем трещинные воды по этому признаку на отдельные горизонты, выделяя: воды туфолавовой толщи пермо-триаса и пород тунгусской серии, воды карбонатно-галогенных отложений девона, воды карбонатно-терригенных отложений силура—кембрия и воды рудоносных интрузий.

По химическому составу воды туфолавовой толщи пермо-триаса и пород тунгусской серии являются преимущественно гидрокарбонатными натриевыми, реже гидрокарбонатными кальциево-натриевыми с минерализацией от 0,5 до 1,0 г/л.

Воды карбонатно-галогенных отложений девона относятся к сульфатному классу. Катионный состав их чаще кальциевый, реже натриевый или смешанный. Минерализация колеблется в пределах от 1,0 до 3,5 г/л. В районе Талнахского сульфидного месторождения, в среднем течении р. Тулаек-Таас и в долине р. Купец обнаружены соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией от 5,5 до 20,0 г/л.

Воды карбонатно-терригенных отложений силура — кембрия являются в основном сульфатными кальциевыми, реже хлоридными натриевыми с минерализацией от 0,3 до 5,0 г/л. В долине р. Валек в отложениях лландоверийского яруса нижнего силура скважинами Т-26 и Т-30 вскрыты соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией до 31,5 г/л.

Воды рудоносных интрузий принадлежат к хлоридному классу: катионный состав их натриевый или натриево-кальциевый. Минерализация изменяется преимущественно от 0,5 до 2,5 г/л (табл. 7.1). Воды подобного состава весьма редко встречаются в природе. По своему химическому составу они напоминают нефтяные воды (хлор-кальциевый тип по В. А. Сулину), но в то же время резко отличаются от последних низкой минерализацией. Генезис рассматриваемых вод очень сложен: мы не располагаем достаточными данными для решения этого вопроса. По-видимому, в формировании химического состава этих вод главная роль принадлежит рудоносным интрузиям.

На Талнахском и Октябрьском сульфидных месторождениях и прилегающих к ним участках установлена четко выраженная вертикальная гидрохимическая зональность, проявляющаяся в повышении с глубиной общей минерализации подземных (подмерзлотных) вод и изменении их химического состава. Можно выделить (сверху вниз) следующие зоны:

1) пресные воды с минерализацией до 1,0 г/л;
2) слабо солоноватые воды с минерализацией 1,0—3,0 г/л;
3) соленые воды с минерализацией 3,0—20,0 г/л и более.

Увеличение с глубиной общей минерализации вод и изменение их химического состава ($HCO_3' \rightarrow SO_4'' \rightarrow Cl'$) связано главным образом с уменьшением водообмена и растворением карбонатно-галогенных пород, а также, но в меньшей степени, с возможным окислением сульфидов на участках распространения рудоносных интрузий.

Проведенными исследованиями установлено, что водные ореолы рассеяния рудных элементов образуют не только главные рудообразующие элементы, но и их спутники. Поэтому при интерпретации гидрогеохимических данных следует учитывать парагенетические ассоциации и количе-

| Номер пробы | Место взятия | Дата отбора | Сумма ионов | $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ | $Mg^{\cdot\cdot}$ | $Ca^{\cdot\cdot}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | Рудник «Маяк», гор. 162 м | 20.I 1966 г. | 2076 | 394 | 22 | 344 |
| 2 | гор. 175 м | 21.I 1966 г. | 2325 | 422 | 29 | 380 |
| 3 | гор. 175 м | 21.I 1966 г. | 2283 | 469 | 63 | 284 |
| 4 | гор. 165 м | 21.I 1966 г. | 2357 | 506 | 7 | 367 |
| 5 | Рудник «Заполярный», вентиляционный штрек | 1.II 1966 г. | 1251 | 385 | Не обн. | 55 |
| 6 | Там же | 1.II 1966 г. | 765 | 202 | 6 | 42 |
| 7 | Рудник «Маяк», гор. 175 м | 25.IV 1967 г. | 913 | 148 | 13 | 177 |
| 8 | гор. 175 м | 6.V 1967 г. | 879 | 163 | 8 | 115 |
| 9 | гор. 175 м | 6.V 1967 г. | 1049 | 186 | 19 | 126 |
| 10 | гор. 175 м | 5.IV 1968 г. | 1937 | 377 | 12 | 292 |
| 11 | гор. 175 м | 10.V 1966 г. | 1426 | 264 | 237 | 1 |
| 12 | гор. 175 м | 21.IX 1966 г. | 1568 | 429 | 18 | 128 |
| 13 | гор. 175 м | 23.IX 1966 г. | 1626 | 343 | 24 | 213 |
| 14 | гор. 175 м | 5.XII 1967 г. | 786 | 83 | 18 | 96 |
| 15 | Скв. КЗ-254 | 14.II 1966 г. | 534 | 86 | 19 | 32 |
| 16 | Скв. КЗ-706 | 11.I 1966 г. | 1213 | 316 | 62 | 24 |
| 17 | Скв. КЗ-376 | 8.VI 1967 г. | 453 | 16 | 8 | 25 |

Примечание. Водовмещающие породы — габбро-долериты (жильные и вкрапленные

ственные соотношения рудообразующих и сопутствующих им элементов по сравнению с гидрогеохимическим фоном.

Для сульфидных месторождений и рудопроявлений Норильского района установлена отчетливая поисковая ассоциация рудных элементов в водах: никель, медь, кобальт, хром. Наличие в водах этой ассоциации элементов, а также часто элементов-спутников: серебра, цинка, титана и ванадия — в аномальных количествах может служить прямыми поисковыми гидрогеохимическими критериями на сульфидную медно-никелевую минерализацию. Наиболее контрастными и достоверными считаются такие водные ореолы рассеяния, где зафиксирован в аномальных количествах весь комплекс перечисленных микроэлементов.

Фоновые и аномальные концентрации этих элементов в природных водах Норильского района приведены в табл. 7.2.

По указанной ассоциации элементов на участках известных сульфидных месторождений и рудопроявлений (Талнах, Норильск-II, Имангда, Арылах и др.) отчетливо выделяются гидрогеохимические аномалии, причем содержание микроэлементов в водах превышает фон в 3—10, а на отдельных участках в десятки и сотни раз (табл. 7.3). И несмотря на то, что большая часть сульфидных тел залегает на значительной глубине от поверхности, все эти аномалии являются очень контрастными и хорошо фиксируются как в подземных (над- и подмерзлотных), так и поверхностных водах. Это объясняется тем, что напорные подмерзлотные воды, которые непосредственно соприкасаются с глубокозалегающими сульфидными рудами, перемещаются в залегающие выше надмерзлотные и поверхностные воды по зонам тектонических нарушений и таликовым участкам. Наиболее контрастные гидрогеохимические ореолы и потоки рассеяния образуются при наличии интенсивно окисляющихся сульфидных руд, что наиболее отчетливо видно на примере Талнахского месторождения. В зоне окисления отмечается сильное выщелачивание меди и особенно никеля, при этом сульфидные соединения меди и никеля переходят в сульфатные, которые обладают очень высокой миграционной способностью. При этом установлено, что медь и никель образуют очень четкие водные ореолы рассеяния протяженностью до 0,5—1,0 км. По мнению С. Л. Шварцева, так же как

Таблица 7.1

подмерзлотных вод рудоносных интрузий

| $Cl'$ | $SO_4''$ | $HCO_3'$ | $CO_3''$ | $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ | $Mg^{\cdot\cdot}$ | $Ca^{\cdot\cdot}$ | $Cl'$ | $SO_4''$ | $HCO_3'$ | $CO_3''$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| мг/л | | | | %-экв | | | | | | |
| 1203 | 64 | 49 | Не обн. | 47,5 | 5,0 | 47,5 | 93,9 | 3,8 | 2,3 | Не обн. |
| 1302 | 143 | 49 | » | 47,3 | 6,0 | 46,7 | 90,5 | 7,4 | 2,1 | » |
| 1264 | 185 | 18 | » | 51,3 | 12,9 | 35,8 | 89,5 | 9,7 | 0,8 | » |
| 1400 | 16 | 61 | » | 53,8 | 1,4 | 44,8 | 96,7 | 0,8 | 2,5 | » |
| 402 | 311 | 98 | » | 85,8 | Не обн. | 14,2 | 58,3 | 33,4 | 8,3 | » |
| 173 | 183 | 159 | » | 77,2 | 4,3 | 18,5 | 43,3 | 33,5 | 23,2 | » |
| 507 | 128 | Не обн. | » | 48,0 | 8,1 | 43,9 | 84,3 | 15,7 | Не обн. | » |
| 497 | 89 | 7 | » | 51,8 | 5,6 | 42,6 | 87,6 | 11,5 | 0,9 | » |
| 382 | 336 | Не обн. | » | 51,2 | 8,3 | 40,5 | 60,6 | 39,4 | Не обн. | » |
| 819 | 400 | 37 | » | 51,2 | 3,1 | 45,7 | 72,0 | 26,1 | 1,9 | » |
| 909 | 14 | 1 | » | 42,0 | 14,4 | 43,6 | 97,5 | 1,9 | 0,6 | » |
| 971 | 10 | 12 | » | 68,5 | 6,8 | 24,7 | 98,0 | 1,0 | 1,0 | » |
| 855 | 185 | 6 | » | 53,5 | 7,9 | 38,6 | 86,8 | 13,8 | 0,2 | » |
| 568 | 21 | 9 | » | 47,4 | 12,7 | 39,9 | 96,4 | 2,7 | 0,9 | » |
| 226 | 49 | 112 | 6 | 54,2 | 22,4 | 23,4 | 52,9 | 14,9 | 29,3 | 2,9 |
| 474 | 252 | 85 | Не обн. | 68,6 | 25,4 | 6,0 | 66,7 | 26,3 | 7,0 | Не обн. |
| 156 | 126 | 122 | » | 78,5 | 7,5 | 14,0 | 48,7 | 29,1 | 22,2 | » |

сульфидные и медно-никелевые руды).

и по нашим данным (Кузьмин, 1968, 1971 и др.), в кислых рудничных водах сульфидных месторождений Норильского района содержание меди достигает 2500 мкг/л, никеля — 30 000 мкг/л, а в слабощелочных не превышает 100—500 мкг/л.

Основным источником обогащения вод никелем, медью, кобальтом и другими микроэлементами служат рудные минералы сплошных и вкрапленных сульфидных руд (халькопирит, пентландит, пирротин, кубанит, миллерит и другие сульфиды).

Поинтервальное гидрогеохимическое опробование скважин до вскрытия сульфидных рудных тел показало наличие в аномальных количествах в подземных (подмерзлотных) водах перечисленных выше микроэлементов. Полученные данные позволяют использовать этот факт в поисковых целях при опробовании мелких картировочных скважин.

Таблица 7.2

**Фоновые и аномальные концентрации микроэлементов в подземных и поверхностных водах Норильского района**

| Тип вод | | Содержание микроэлементов, мкг/л | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Ni | Cu | Co | Cr | Zn | Ti | Ag | V |
| Подземные | Надмерзлотные | 5,0/15,0 | 4,0/12,0 | Сл./0,2 | 2,0/15,0 | Сл./10,0 | 10,0/40,0 | Сл./0,01 | Сл./1,0 |
| | Подмерзлотные | 7,0/14,0 | 8,0/14,0 | Сл./0,3 | 6,0/20,0 | Сл./30,0 | 30,0/80,0 | Сл./0,05 | Сл./4,0 |
| Поверхностные | Воды ручьев | 6,0/20,0 | 6,0/15,0 | Сл./0,2 | 4,0/15,0 | 1,0/20,0 | 12,0/30,0 | Сл./0,01 | Сл./1,0 |
| | Воды озер | 10,0/35,0 | 8,0/20,0 | Сл./0,4 | 4,0/20,0 | 6,0/30,0 | 12,0/35,0 | Сл./0,05 | Сл./0,7 |

Примечания. 1. Фоновые и аномальные содержания микроэлементов в водах определены методами математической статистики по данным спектральных анализов 15 000 проб. 2. В числителе дроби фоновое содержание микроэлементов, в знаменателе — аномальное.

Таблица 7.3

**Содержание микроэлементов в подземных и поверхностных водах сульфидных и медно-никелевых месторождений Норильского района**

| Номер пробы | Место взятия | Тип вод | Содержание микроэлементов в водах и гидрогеохимический фон (знаменатель), мкг/л | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | Ni | Cu | Co | Cr | Zn | Ti | Ag | V |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| | | *Талнахское месторождение* | | | | | | | | |
| | | *Подземные* | | | | | | | | |
| 82 | Скв. 82, гл. 135 м | Подмерзлотные | 45,6/7,0 | 45,6/8,0 | 9,1/Сл. | 15,2/6,0 | 1520,0/5,0 | 456,0/30,0 | Сл./0 | 15,2/Сл. |
| 87 | Скв. 87, гл. 120 м | » | 24,3 | 31,0 | 2,4 | 16,2 | 486,0 | 81,0 | Сл. | 2,4 |
| 188 | Скв. 188, гл. 70 м | » | 32,1 | 214,0 | Сл. | 10,7 | 64,2 | 162,0 | 0,6 | 4,8 |
| 192 | Скв. 192, гл. 75 м | » | 26,4 | 176,0 | 2,6 | 8,8 | 528,0 | 264,0 | Сл. | 8,8 |
| 213 | Скв. 213 | » | 114,0 | 114,0 | 0,6 | 17,1 | 570,0 | 57,0 | 0,2 | 1,7 |
| 218 | Скв. 218, гл. 450 м | » | 33,0 | 33,0 | 3,3 | 22,2 | 666,0 | 666,0 | — | 11,1 |
| 262 | Скв. 262, гл. 263 м | » | 960,0 | 1600,0 | 9,6 | 9,6 | 16,0 | 320,0 | 4,8 | 4,8 |
| 15 | Родник в долине р. Талнах | Надмерзлотные | 23,0/5,0 | 135,0/4,0 | 0/Сл. | Сл./2,0 | 226,0/Сл. | 23,0/10,0 | Сл./Сл. | 0/Сл. |
| 63 | Там же | » | 22,4 | 162,0 | 1,1 | 10,8 | 540,0 | 162,0 | — | 3,2 |
| 64 | Там же | » | 46,2 | 462,0 | 1,5 | 231 | 770,0 | 46,2 | Сл. | — |
| | | *Поверхностные* | | | | | | | | |
| 12 | Озеро в долине р. Талнах | Воды озер | 22,8/10,0 | 38,0/8,0 | 0,4/Сл. | — | 11,4/6,0 | 38,0/12,0 | Сл./Сл. | — |
| 31 | р. Талнах | Воды рек | 11,4/6,0 | 342,0/6,0 | — | — | 342,0/Сл. | 17,0/12,0 | — | — |

*Месторождение Норильск-II*

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | *Подземные* | | | | | | | | |
| 552 | Восходящий родник в верховьях руч. Предгорного | Подмерзлотные | 2514,0 / 7,0 | 42,0 / 8,0 | 25,1 / Сл. | Сл. / 6,0 | 251,4 / 5,0 | 12,5 / 30,0 | — | — |
| 552-1 | Там же | » | 24,4 | 36,6 | Сл. | 24,4 | — | — | — | — |
| 618 | Родник в долине руч. Предгорного | Надмерзлотные | 72,0 / 5,0 | 21,6 / 4,0 | 2,2 / Сл. | 43,2 / 2,0 | 7,2 / Сл. | 43,2 / 10,0 | Сл. / Сл. | 2,1 / Сл. |
| 609 | Там же | » | 246,0 | 82,0 | Сл. | 8,2 | — | 41 | — | Сл. |
| 609-1 | Там же | » | 37,2 | 18,6 | » | 37,2 | — | 55,8 | — | » |
| | | *Поверхностные* | | | | | | | | |
| 551-1 | Верховья руч. Предгорного | Воды ручьев | 466,0 / 6,0 | 28,0 / 6,0 | Сл. / Сл. | 14,2 / 4,0 | 0 / Сл. | 28,0 / 12,0 | 0 / Сл. | — |
| 621 | Там же | » » | 23,7 | 12,0 | Сл. | 35,3 | — | 12,0 | Сл. | — |

*Имангдинское месторождение*

| | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | *Подземные* | | | | | | | | |
| 174-1 | Восходящий родник в долине р. Имангды | Подмерзлотные | 129,0 / 7,0 | 77,4 / 8,0 | — | 38,7 / 6,0 | — | 77,4 / 30,0 | 0 / 0 | — |
| 175-2 | Там же | » | 100,4 | 100,4 | Сл. | — | — | 34,6 | 5,0 | — |
| 177-2 | Там же | » | 65,6 | 65,6 | — | — | — | 65,6 | — | — |

Из косвенных критериев на сульфидную медно-никелевую минерализацию наибольший интерес представляет аномальное содержание сульфат-иона в слабо минерализованных водах, а также наличие хлоридных натриево-кальциевых (тип III-б) вод с относительно невысокой минерализацией (1,0—3,0 г/л). В формировании химического состава этих вод главная роль принадлежит рудоносным интрузиям, что доказано большим фактическим материалом по геохимии вод сульфидных месторождений Талнах и Норильск-I, а также данными лабораторно-экспериментальных исследований. Прямая связь этого типа вод с первичными рудами позволяет считать его надежным поисковым признаком на сульфидное оруденение. В настоящее время и в литературе появляются некоторые сведения, позволяющие считать, что такого типа воды могут быть связаны с рудными телами (Уайт, Андерсон, Груббе, 1965; Посохов, 1965; и др.).

На основании установленных критериев на территории рассматриваемого района обнаружены многочисленные гидрогеохимические аномалии, в том числе целый ряд — на участках известных сульфидных месторождений и рудопроявлений. Практическая ценность разработанных поисковых гидрогеохимических критериев подтвердилась при проверке бурением четырех выявленных гидрогеохимических аномалий. В результате пробуренными скважинами на различных глубинах вскрыты интрузии с сульфидным медно-никелевым оруденением.

Глава 8

## ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Траповый магматизм, как один из важнейших этапов эволюции земной коры Тунгусской синеклизы и ее обрамления, не мог не сказаться на физических свойствах коры, формах ее структур и характере региональных геофизических аномалий. Регионально распространенные массовые локальные магнитные и гравитационные аномалии имеют очевидную связь с эффузивным и приповерхностным (на современном денудационном срезе) интрузивным магматизмом. Более завуалированы проявления в аномальных полях глубокозалегающих геологических тел и структур.

На базе общих гносеологических соображений естественно предположить, что иерархии геологических процессов, приведших к образованию медно-никелевых месторождений, соответствует иерархия геофизических аномалий. Поэтому целесообразно данные геофизики использовать при прогнозировании никеленосности площадей на всех стадиях геологических исследований.

В региональном масштабе представляется возможным установить степень магматической переработки коры, в результате чего устанавливаются определенные связи между строением глубоких горизонтов коры, кристаллического фундамента и никеленосностью. На стадии общих поисков геофизические данные позволяют произвести районирование территории по степени насыщения платформенного чехла интрузиями основного — ультраосновного состава, что в комплексе с геологическими данными является основой палеовулканического и соответственно металлогенического районирования. В этом отношении, по нашему мнению, наиболее информативны гравиметрические данные. Наконец, геофизическими методами возможно выявление рудоконтролирующих тектонических структур и собственно никеленосных интрузивов.

## 8.1. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ РЕГИОНАЛЬНУЮ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКУЮ СПЕЦИАЛИЗАЦИЮ РАЙОНА

Никеленосные провинции характеризуются определенными особенностями строения глубинных горизонтов земной коры. Согласно М. Н. Годлевскому (1973), для них характерен профиль коры с мощным осадочным слоем, маломощным «гранито-метаморфическим» и очень мощным «базальтовым». Для Норильского района сведения о глубинном строении земной коры до последнего времени были весьма ограниченны. Объясняется это совершенно недостаточными для основного никеленосного района СССР объемами региональных сейсморазведочных работ и невозможностью однозначного истолкования данных гравиразведки, являющейся по значению вторым после сейсморазведки методом изучения земной коры.

К настоящему времени опубликованы результаты исследований лишь по одному профилю ГСЗ, проходящему через верховья р. Пясины, в зоне сочленения Сибирской платформы с Енисей-Хатангским прогибом (Туезов, 1965). Источником возбуждения сейсмических волн служили промышленные взрывы на горнодобывающих предприятиях Норильского комбината. Результаты этих исследований нашли отражение на ряде мелкомасштабных карт рельефа поверхности Мохоровичича, построенных в основном по данным гравиразведки (Беляевский, 1974; Деменицкая, 1975; Фотиади и др., 1968; Фотиади, Ладынин, 1974;Гришин и др.,1977). Норильский район охарактеризован плавным погружением раздела Мохоровичича в направлении Тунгусской синеклизы.

Данные более поздних ГСЗ окончательно еще не обработаны и поэтому здесь не приводятся. Перед рассмотрением региональных гравитационных аномалий Норильского района кратко охарактеризуем объемный вес (плотность) слагающих его пород.

Объемный вес пород осадочно-вулканогенного чехла в районе систематически изучался в течение длительного времени. Первая сводка материалов (около 23 000 определений) была опубликована в 1963 г. (Волков и др., 1963). В последующие годы массовые определения объемного веса были продолжены, что позволяет уточнить данные, полученные ранее. В региональном плане для всей Сибирской платформы подобное уточнение было сделано в работе М. П. Гришина и В. И. Лотышева (1974). Что касается Норильского района, то учет новых определений привел к общему повышению средних значений объемного веса осадочных отложений и к некоторой нивелировке ранее отмечавшейся дифференциации объемного веса по всему разрезу.

В свете современных представлений для целого ряда задач региональной геофизики можно считать, что чехол платформы в районе является геологическим телом, однородным по объемному весу, со средним его значением 2,72 г/см$^3$ (без учета интрузий). Для более детальных исследований выделяются по избыточной плотности следующие подразделения чехла: 1) мезозойско-кайнозойские терригенные отложения, распространенные лишь на крайнем западе и севере района (—0,50 г/см$^3$); 2) толща эффузивов пермо-триаса — мощность до 2,5 км, избыточная плотность +0,04 г/см$^3$; 3) пермо-карбоновые угленосные отложения — мощность до 400 м, избыточная плотность —0,25 г/см$^3$; 4) ордовикско-силурийские карбонатно-терригенные отложения — мощность 400—700 м, избыточная плотность —0,07 г/см$^3$; 5) излучинская свита позднего докембрия — мощность 700—900 м, избыточная плотность— 0,15 г/см$^3$. Судя по простейшим расчетам по формуле плоско-параллельного слоя, нарастание мощности от нуля до максимума или, наоборот, полное выклинивание любого из перечисленных горизонтов, широко распространенных в районе, приведет к возникновению аномалии, не превышающей 4—6 мгл.

Интрузии основного состава, занимающие в колонках отдельных скважин по мощности до 80% разреза, имеют избыточную плотность 0,20—0,30 г/см³. Это свидетельствует о возможной сильной зависимости между аномалиями силы тяжести и насыщенностью чехла интрузивными массами.

В связи с весьма малой изученностью района сейсмическими методами мы выделяем в разрезе земной коры ниже платформенного чехла только два слоя: первый (гранитно-метаморфический) с плотностью 2,8 г/см³ и второй (базальтовый) с плотностью 2,98 г/см³. Для верхней мантии плотность оценивается величиной 3,28 г/см³. Указанные плотности слоев получены расчетным путем по значениям скорости продольных волн, приведенным в работе И. К. Туезова (1965). Расчеты произведены по формуле из работы И. С. Вольвовского, В. З. Рябого, В. И. Шрайбмана (1962).

Региональные гравитационные аномалии района связаны с основными границами раздела, а также с крупными плотностными неоднородностями в платформенном чехле, гранитно-метаморфическом и базальтовом слоях. При разделении гравитационного поля на составляющие был применен так называемый метод геологического редуцирования, заключающийся в последовательном исключении из наблюденного поля влияния геологических тел, сведения о которых получены из других источников. Методика подобного разделения аномалий была предложена и впервые с успехом применена Э. Э. Фотиади при изучении рельефа кристаллического фундамента Русской платформы.

Рельеф поверхности Мохоровичича (М) был определен по методике, разработанной В. С. Сурковым и П. И. Морсиным с учетом изостатической уравновешенности крупных блоков земной коры. Рельеф кровли фундамента построен с привлечением данных магниторазведки, бурения и структурно-тектонических схем по наиболее глубоким горизонтам платформенного чехла (Ремпель, Пятницкий, 1967; Дашкевич и др., 1968; и др.). Вторая граница раздела принята в первом приближении параллельной поверхности М. Средняя мощность базальтового слоя оценена по данным ГСЗ и условиям изостатического равновесия.

Построенные нами схемы рельефа основных границ раздела земной коры дают лишь самое общее представление о глубинном строении района и не содержат таких **надежно** определенных особенностей, с которыми была бы связана его никеленосность. Это, однако, не исключает того, что после проведения в надлежащем объеме ГСЗ по некоторым границам раздела будут установлены структуры, контролирующие размещение медно-никелевых месторождений. Но пока, подчеркиваем, подобные структуры сейсморазведкой еще не выявлены. Поскольку рассматриваемые схемы не имеют ясно выраженного отношения к контролю никеленосности, они здесь не приводятся.

Остаточные аномалии, полученные после исключения из наблюденного поля гравитационного влияния основных границ раздела плотности, имеют региональный характер и довольно сложную структуру (рис. 8.1). Анализ величин аномалий, их градиентов, размеров по площади убеждает в том, что эти аномалии обусловлены главным образом плотностными неоднородностями внутри чехла и гранитно-метаморфического слоя.

Основная остаточная аномалия района распространяется на северную часть так называемого Игарско-Хараелахского максимума, имеющего длину около 400 км и ширину 80—90 км. Северная и южная части максимума существенно различаются по своей структуре и в целом, видимо, имеют различную геологическую природу.

Моделирование показало, что северную часть Игарско-Хараелахского максимума нельзя объяснить подъемом поверхности М, так как при этом данная и расчетная аномалии существенно расходятся в области больших градиентов. Изменением второй границы раздела можно добиться

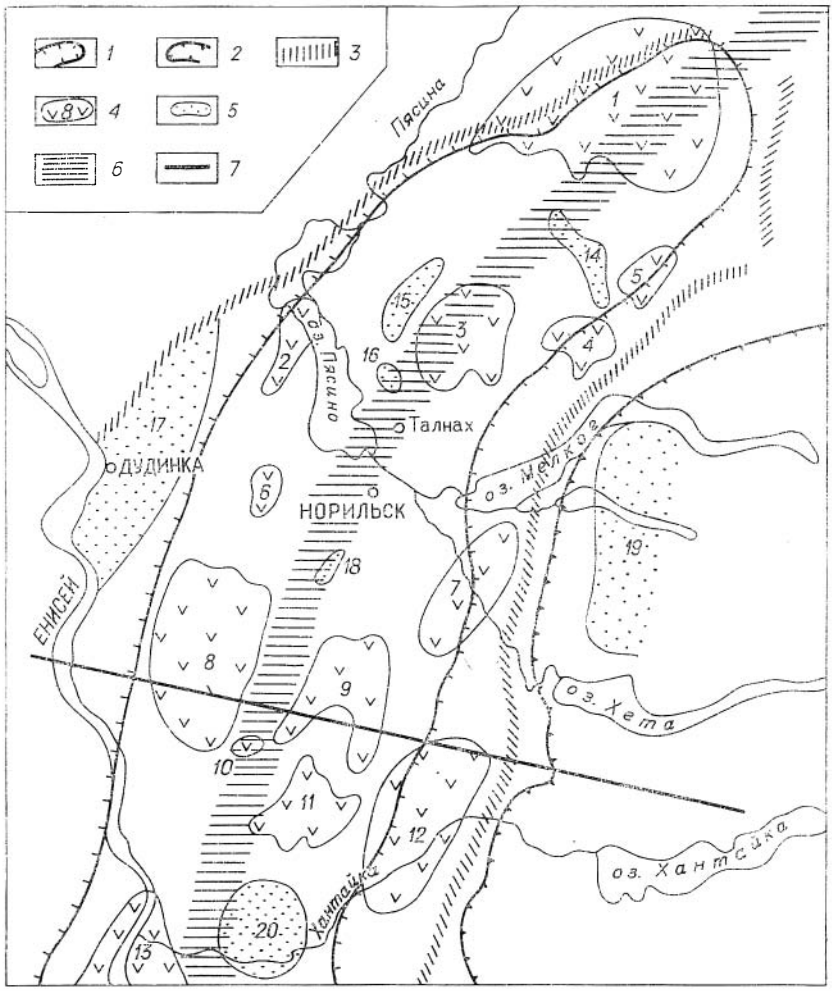



*Рис. 8.1.* Схема гравитационных аномалий Норильского района.
Региональные аномалии: *1* — Игарско-Хараелахский максимум; *2* — Сыверминский минимум; *3* — зоны региональных ступеней силы тяжести. Региональные аномалии второго порядка: *4* — максимумы (1 — Хараелахский; 2 — Западно-Пясинский, 3 — Талнахский, 4 — Нералахский, 5 — Абагалахский, 6 — Алыкельский, 7 — Рыбнинский, 8—Норильский, 9 — Чибичетинский, 10 — Фокинский, 11 — Туруманкитский, 12 — Хантайский, 13 — Игарский); *5* — минимумы (14 — Верхнекумгинский, 15 — Дьянгойский, 16 — Тулаек-Таасский, 17 — Дудинский, 18—Нижнеергалахский, 19 — Кета-Ирбинский, 20 — Нижнехантайский); *6* — зона Норильско-Хараелахского глубинного разлома; *7* — линия разреза рис. 8.2, 8.3.

совпадения расчетной и остаточной аномалии, но тогда кровля базальтового слоя поднимается более чем на 7 км и становится резко обращенной по отношению к рельефу М и к кровле фундамента. Так же нереально было бы связывать аномалию с рельефом кровли фундамента, которая в этом случае изменила бы свое положение по вертикали более чем на 10 км.

Для объяснения аномалии остается рассмотреть наиболее вероятный тип неоднородностей в платформенном чехле и метаморфическом слое. Сразу придется отбросить вариант с возрастанием плотности осадочно-вулканогенных образований (без учета интрузий). Плотность пород чехла аномально высока и увеличивать ее еще больше нет оснований. То же следует сказать и о гранитно-метаморфическом слое.

Таким образом, остается обратиться только к интрузивному магматизму, в грандиозных масштабах проявившемуся в районе, как к наиболее вероятному объяснению северной части Игарско-Хараелахского максимума, простирающегося от р. Хантайки на юге до северной кромки плато Хараелах на севере (см. рис. 8.1). Для этого, очевидно, необходимо предположить, что интрузивный магматизм в районе проявился неравномерно. Анализ геологических и аэромагнитных карт и данных бурения убеждает нас в справедливости высказанного предположения. В пределах Хантайско-Рыбнинского вала, расположенного на восточной периферии аномалии, и в пределах Дудинского вала, расположенного к западу от нее, наблюдается существенно меньшее количество интрузий, чем в контурах Норильско-Хараелахского прогиба, приуроченного к осевой части аномалии.

Рассмотрение вопроса о природе Игарско-Хараелахского максимума нельзя ограничить рамками качественной интерпретации. Поэтому было проведено математическое моделирование остаточного гравитационного поля в двух вариантах.

В первом варианте задача моделирования заключалась в том, чтобы подобрать такие контуры воронкообразной области повышенного насыщения интрузиями, которые обеспечили бы совпадение данной (остаточной) аномалии и расчетной при следующих условиях: 1) в чехле повышение плотности, связанное с внедрением интрузий и метаморфизма пород, всюду одинаково и составляет 0,08 г/см$^3$; 2) то же в гранитно-метаморфическом слое, но с избыточной плотностью 0,03 г/см$^3$; 3) внедрение интрузий и метаморфизм не изменяют плотности базальтового слоя, так как она равна плотности интрузий; 4) ввиду большой протяженности аномалий прямая задача решалась в двумерном варианте. Моделирование заключалось в решении обратной задачи методом подбора.

Во втором варианте подбиралась сегментовидная область при тех же условиях, что и в первом варианте, но с одним изменением, без которого, как выяснилось, невозможно добиться удовлетворительной близости расчетного и данного графиков $\Delta g$. Изменена была избыточная плотность в метаморфическом слое, где она составила 0,023 г/см$^3$.

Выбор величины избыточной плотности в чехле согласован с имеющимися данными бурения о степени насыщения интрузиями геологического разреза в пределах Норильско-Хараелахского прогиба. Например, на детально разбуренном Кайерканском угольном месторождении она составляет свыше 20%, на Фокинском участке — в среднем 50%, достигая местами 80%. Принятая избыточная плотность в чехле эквивалентна насыщению интрузиями в размере 28,6% при их объемном весе 3,0 г/см$^3$. Как видим, эта цифра согласуется с фактическими материалами для изученной части разреза (до 1000 м). Более глубокие горизонты чехла в рассматриваемом отношении не исследованы. Что касается избыточной плотности в гранитно-метаморфическом слое, то она определяется практически однозначно, если уже определены избыточная плотность в чехле и тип контура возмущающего тела.

Насыщенность интрузиями метаморфического слоя для первого и второго вариантов составляет соответственно 15 и 11,5%. Причем этими значениями характеризуется не только доля интрузивных тел в строении слоя, но и уплотнение пород в результате метаморфизма, сопровождающего внедрение интрузии.

Для обоих вариантов подобранные модели обеспечивают очень небольшие средние квадратические отклонения рассчитанного поля от данного ($\sim$1 мгл). Во всяком случае, они значительно меньше погрешности, с которой выделены остаточные аномалии.

Охарактеризованные типы моделей были определены на основании неоспоримого, на наш взгляд, воздействия мантийных процессов на свойства земной коры, которое чрезвычайно активно проявилось на Сибирской платформе в перме-триасе. Вопросы связи проявлений магматизма с ман-

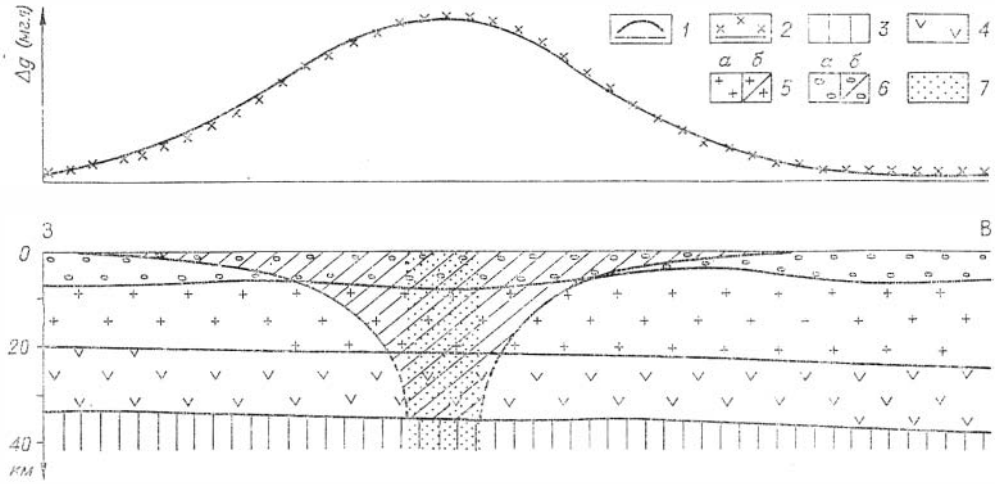



*Рис. 8.2.* Морфология Норильской палеовулканической зоны по гравиметрическим данным.

*1* — график остаточной аномалии $\Delta g$; *2* — рассчитанные значения $\Delta g$; *3* — верхняя мантия, $\sigma = 3{,}28$ г/см³; *4* — базальтовый слой, $\sigma = 2{,}98$ г/см³; *5* — метаморфический слой: *а* — $\sigma = 2{,}80$ г/см³; *б* — то же, насыщенный интрузиями, $\sigma = 2{,}83$ г/см³; *6* — платформенный чехол: *а* — $\sigma = 2{,}72$ г/см³; *б* — то же, насыщенный интрузиями, $\sigma = 2{,}80$ г/см³; *7* — зона разломов.

тийными процессами рассматривались целым рядом исследователей. В частности, современные наблюдения над сейсмическими явлениями, порождаемыми вулканическими извержениями (Горшков, 1956, 1958; Лучицкий, 1971; Миямура, 1972; и др.), а также данные лабораторных исследований условий образования базальтовых лав (Грин, Рингвуд, 1968), показывают, что изверженные базальты формировались в верхней мантии. Согласно работам В. В. Белоусова (1962, 1966), Ю. М. Шейнманна (1968) и других, в условиях активизированной платформы базальтовые магмы выплавляются в глубоких слоях волновода Гутенберга и, объединяясь в крупные астенолиты, доставляются к поверхности по зонам глубинных разломов.

Более сложен вопрос о формах мантийных очагов и формах их связи с различными горизонтами коры. Существенным препятствием для привлечения данных гравиразведки при исследовании этого вопроса является неоднозначность решения обратной задачи гравиметрии. Но поскольку область решений в некотором смысле не беспредельна, моделирование, проводимое с учетом разнообразных данных, позволяет во многих случаях достаточно близко подойти к точному решению. Нам представляется наиболее вероятным первый вариант решения.

В нем предполагается существование основной зоны глубинного разлома шириной около 15 км, по которой к подошве земной коры доставлялся из мантии базальтовый расплав (рис. 8.2). В дальнейшем продвижении вверх магистральный поток расщеплялся на серию более мелких транспортных артерий, проходивших по различного типа разрывам коры. Из-за наличия наклонных и даже субгоризонтальных разрывов, а также уменьшения давления зона интенсивного внедрения интрузий кверху довольно сильно расширялась.

Степень насыщения интрузиями как в чехле, так и в метаморфическом слое, конечно, неодинакова, и это находит свое отражение в наличии аномалий, осложняющих северную часть Игарско-Хараелахского максимума. Процесс внедрения, несомненно, был долговременным и многостадийным. В частности, вполне вероятным было существование промежуточных очагов.

Таким образом, наиболее изученную северную часть Игарско-Хараелахского максимума можно рассматривать как отображение мощной палеовулканической зоны, которую ниже будем именовать Норильской. Она характеризуется не только повышенным полем силы тяжести, но и некоторыми особенностями магматизма. Здесь, в отличие от других районов, распространены дифференцированная серия лав, в том числе пикритовых базальтов, и дифференцированные интрузии повышенной магнезиальности и никеленосности. Примечательно, что все известные в зоне медно-никелевые месторождения, в том числе и уникальные, приурочены к ее осевой части, соответствующей зоне глубинного разлома на рис. 8.2. По-видимому, эта зона, при прочих равных условиях, наиболее перспективна в отношении поисков крупных месторождений.

Представляет большой интерес оценка объема интрузивных масс в Норильской палеовулканической зоне, по площади примерно совпадающей с Норильско-Хараелахским прогибом. По нашим подсчетам, объем составляет 50 000—70 000 км³. Это — максимальная оценка, поскольку в данном случае остаточную аномалию мы целиком объясняем повышенной насыщенностью интрузиями чехла и гранитно-метаморфического слоя.

Значительная дифференциация остаточного гравитационного поля, демонстрируемая на рис. 8.1, отражает неоднородности в структуре Норильской палеовулканической зоны. Положительным аномалиям отвечают, скорее всего, области максимальной концентрации интрузивных масс, которые можно расценивать как палеовулканические очаги, дочерние по отношению к палеомагматической зоне, а отрицательные аномалии отражают наличие палеовулканических очагов иного типа, содержащих в своем объеме значительные массы неплотных туфогенных пород.

Для оценки морфологии палеовулканического очага, отвечающего Норильскому локальному максимуму (см. рис. 8.1), было проведено моделирование. Предполагалось, что интрузивные массы в очаге распределены равномерно. Избыточная плотность принималась равной 0,12; 0,06; 0,045; 0,03 г/см³. При заданной плотности обратная задача решалась автоматизированно, при помощи алгоритма, разработанного Г. Г. Ремпелем.

Из четырех вариантов решения два были забракованы. При избыточной плотности 0,12 становится слишком большой степень насыщения разреза интрузиями, а при избыточной плотности 0,03 при любой морфологии очага расчетное поле не совпадает с наблюденным.

Два других варианта решения обратной задачи представлены на рис. 8.3. В обоих случаях очаг имеет конусообразную форму с вершиной, обращенной вниз. Верхняя часть имеет ширину порядка 30 км, средняя—

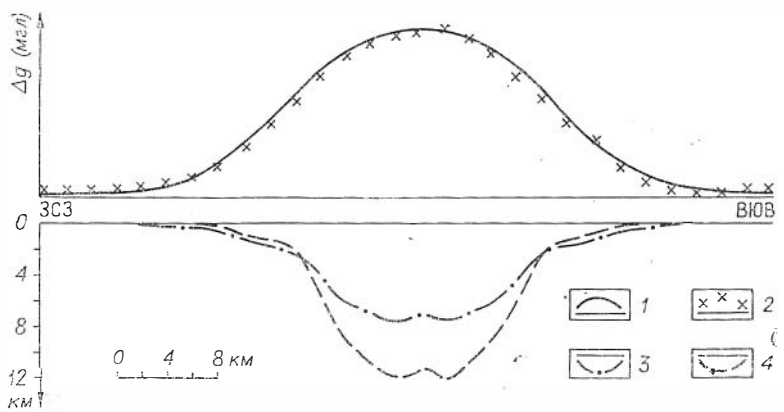



*Рис. 8.3.* Морфология Норильского палеовулкана по гравиметрическим данным.

*1* — график остаточной аномалии $\Delta g$; *2* — рассчитанные значения $\Delta g$; *3* — контуры палеовулкана при $\sigma_{изб}$ = 0,06 г/см³; *4* — то же, при $\sigma_{изб}$ = 0,045 г/см³.

около 17 км. Глубина распространения очага при избыточной плотности 0,06 г/см$^3$ составляет 7 км, а при 0,045 г/см$^3$ — 11 км.

С учетом меры насыщения интрузиями платформенного чехла по Норильской палеовулканической зоне общее насыщение интрузиями в Норильском очаге составляет для рассматриваемых значений избыточной плотности соответственно 50 и 45%. Оба значения достаточно хорошо согласуются с фактическими данными по скважинам, о которых говорилось выше.

Рис. 8.3 дает лишь самое общее представление о форме Норильского палеовулканического очага. Попытка более детального изучения его формы и тем более структуры наталкивается на затруднения принципиального характера, обусловленные ограниченными разрешающими возможностями метода гравиразведки. Можно было бы ввести небольшие изменения формы нижней части очага в связи с уменьшением избыточной плотности в гранитно-метаморфическом слое. Это приведет лишь к некоторому увеличению вертикальных размеров очага и большей его заостренности книзу, но не к изменению общей картины.

По условиям денудационного среза нижний интеркрустальный ярус корневой зоны Норильского палеовулканического очага не вскрыт. Однако его субвулканическая природа отчетливо устанавливается по ореолам распространения магматических и связанных с ними метасоматических и рудных образований верхнего интеркрустального яруса, выходящих на поверхность и вскрытых бурением в междуречье Фокина—Дудинка, на юго-западе Норильского плато. Сложен он преимущественно субвулканическими телами долеритов, сочетающихся с вулканогенными образованиями — базальтами, туфами, туфобрекчиями. По данным аэромагнитной съемки и бурения здесь картируются кольцевые и дугообразные крутосекущие субвулканические интрузивные тела, являющиеся, по-видимому, корнями стратифицированных вулканогенных образований. На рассматриваемой территории широко распространены также вулканические брекчии, образующие трубки взрыва и вулканические жерловины. Непосредственно с гравитационным максимумом совпадает также Веткинский рудный узел сульфидно-магнетитовой формации.

Норильский максимум и ранее неоднократно интерпретировался как отображение интрузивных тел основного и ультраосновного состава, залегающих в верхней части земной коры (Ремпель, 1967; Дашкевич и др., 1970; Сироткина, 1973; и др.). Однако в силу целого ряда причин и прежде всего слабой изученности района интерпретация не могла быть поставлена на убедительную количественную основу. С нарастанием изученности появляется все больше данных для построения близких к действительности моделей, объясняющих рассматриваемый максимум.

На рис. 8.4 приведены результаты расчетов насыщенности осадочного чехла интрузивными образованиями с применением «коэффициента интрузивности», означающего отношение объема интрузивных пород к общему объему чехла (за вычетом эффузивов), выраженное в процентах. Коэффициент интрузивности был вычислен по целой серии скважин и сопоставлен с величинами остаточных аномалий. Статистическая зависимость указанных величин и была положена в основу построения схемы рис. 8.4.

На этой схеме показаны контуры дифференцированных базит-гипербазитовых интрузий. Даже беглый анализ показывает, что ни один из рудных узлов не попадает в зоны гравитационных максимумов, соответствующих палеовулканическим очагам. В то же время корневые зоны рудных узлов склоняются в сторону очагов. Возможно, это свидетельствует о том, что очаги базальтоидного магматизма были также источниками никеленосных расплавов. Рудоносные интрузии, как более поздние, сместились к периферии очага в связи с оккупацией центральных его частей первоначальными внедрениями.

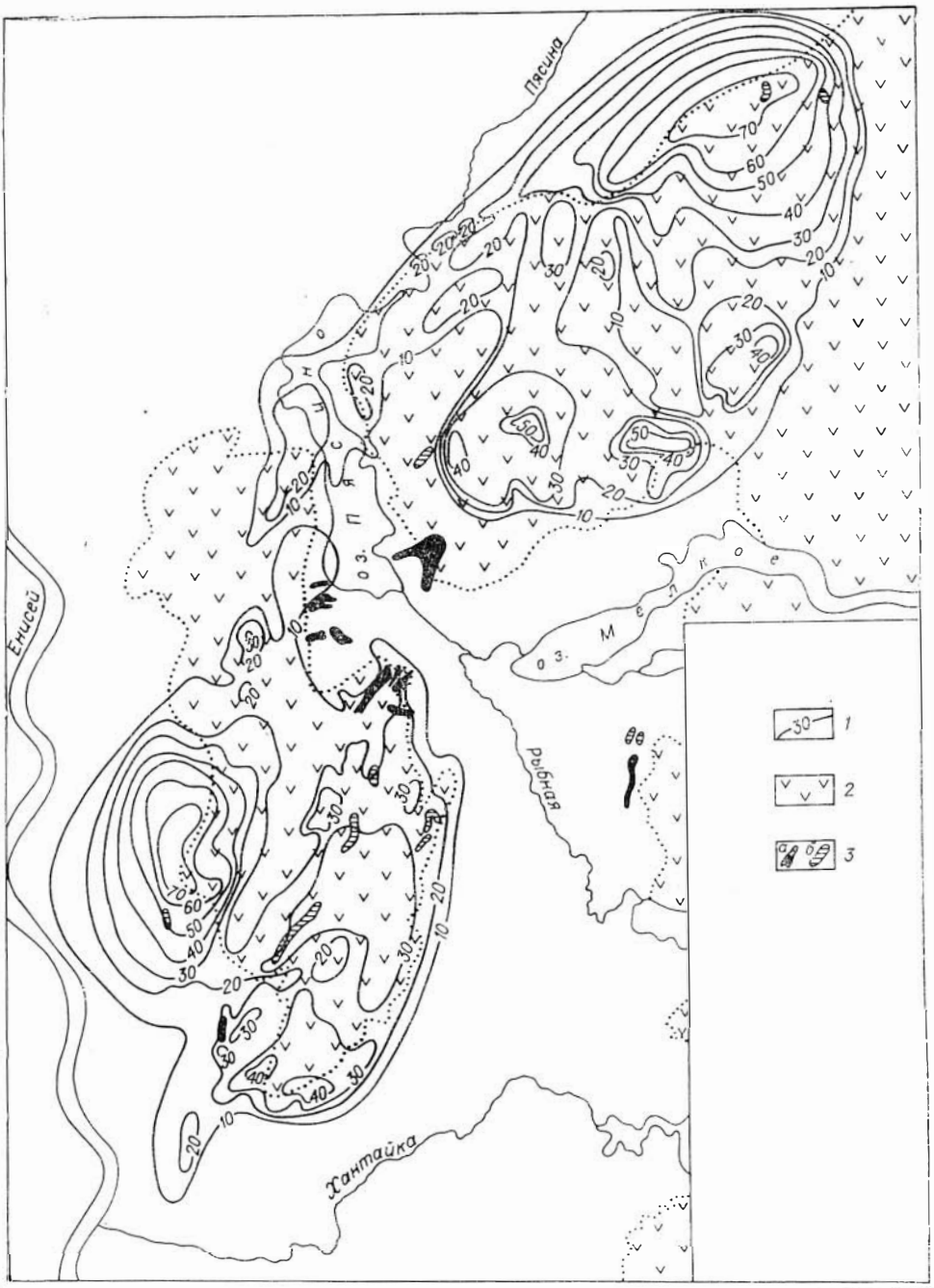



*Рис. 8.4.* Схема насыщенности осадочного чехла Норильского района интрузиями основного состава (по гравиметрическим данным).

*1* — коэффициент интрузивности (пояснения в тексте); *2* — лавовые поля основного состава; *3* — дифференцированные базит-гипербазитовые интрузии; *а* — пологозалегающие с повышенной сульфидоносностью, *б* — крутосекущие слабосульфидоносные.

Вероятно, в надочаговых зонах, характеризующихся коэффициентом интрузивности 30—70%, следует ожидать в первую очередь развития рудных формаций, связанных непосредственно с трапповым вулканизмом (сульфидно-магнетитовой, медно-цеолитовой), а медно-никелевое оруде-

нение распространилось на периферии очаговых зон с коэффициентом интрузивности не более 20—30%.

Все изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Рельеф поверхности Мохоровичича и кровли базальтового слоя в районе не имеет достаточно четких локальных особенностей, которые могли быть связаны с его никеленосностью.

2. В районе весьма значительное влияние на региональное гравитационное поле оказывают неравномерные проявления интрузивного магматизма.

3. Наиболее вероятной причиной самой крупной положительной остаточной аномалии силы тяжести, распространенной в пределах Норильско-Хараелахского прогиба, является массовое внедрение интрузий, порожденных Норильской палеовулканической зоной.

4. Строение зоны осложняется дочерними палеовулканическими очагами, в которых насыщенность платформенного чехла интрузиями достигает 50% против 25—30% в целом по зоне.

5. Максимальная оценка объема интрузивных масс в Норильско-Хараелахском прогибе составляет 50 000—70 000 км$^3$.

6. Зона глубинных разломов мантийного заложения, проходящая примерно по осевой части Норильско-Хараелахского прогиба, при прочих равных условиях наиболее перспективна для поисков крупных медно-никелевых месторождений.

## 8.2. ПРОЯВЛЕНИЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР И НИКЕЛЕНОСНЫХ ИНТРУЗИВОВ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЯХ

Вопрос о рудоконтролирующих структурах один из самых сложных в геологии Норильского района. Наиболее распространенной, практически общепризнанной, является точка зрения о рудоконтролирующей роли глубинных разломов. К их числу с давних пор относят Норильско-Хараелахский и Имангдинско-Летнинский разломы (зоны разломов), неодинаково проявляющиеся в геофизических полях. Имангдинско-Летнинский разлом, находящийся в зоне мощной гравитационной ступени, характеризуется многочисленными локальными магнитными и гравитационными аномалиями, распространенными в приразломной полосе. Значительно хуже отображается аномалиями Норильско-Хараелахский разлом. Бóльшая часть его трассы отмечена небольшими гравитационными ступенями, цепочкой отрицательных магнитных аномалий, связанных с дневным рельефом эффузивных траппов, и рядом локальных магнитных и гравитационных аномалий, порождаемых интрузиями. Несмотря на менее яркую выраженность в магнитном и гравитационном поле, Норильско-Хараелахский разлом, по-видимому, играет бóльшую роль в смысле контроля медно-никелевого оруденения, чем Имангдинско-Летнинский. Во всяком случае, все крупные и уникальные месторождения тяготеют именно к нему.

Роль рудоконтролирующих неоднократно приписывалась не только рассмотренным разломам, но и другим дизъюнктивным и пликативным структурам. Нам представляется весьма вероятным важное значение субширотных разломов, фиксируемых цепочками магнитных аномалий и соответствующими деформациями изоаномал $\Delta g$ на среднемасштабных картах. Создается впечатление, что корневые зоны Норильского и Талнахского рудных узлов приурочены к области пересечения подобных разломов с Норильско-Хараелахской зоной разломов.

Немаловажная рудоконтролирующая роль принадлежит пликативным структурам и в первую очередь таким крупным, как наложенные мульды Норильская и Хараелахская. Известные рудоносные интрузии Норильского и Талнахского узлов, приуроченные к областям замыкания

мульд, образуют своеобразные рудно-магматические пучки, которые веерообразно расходятся из их внутренних частей (Иванкин и др., 1971). Границы подобных мульд хорошо определяются по данным аэромагнитной съемки даже в случае их перекрытия рыхлыми отложениями. В частности, контуры погребенной Вологочанской мульды были довольно надежно определены именно по данным аэромагнитной съемки.

Последнее время в качестве рудолокализующих рассматриваются предтунгусские флексуры, сопровождающие глубинные разломы (Люлько и др., 1973). Такого рода структуры фиксируются по геофизическим данным пока лишь в единичных случаях. Примерами могут служить Далдыканский флексуро-сброс, выделяемый гравиразведкой по резкому изменению простирания изоаномал в районе Южно-Пясинского поднятия, и флексуро-сброс в северо-восточной части Талнахского интрузива, который выявлен методом ВЭЗ по смещению геоэлектрических горизонтов.

Интрузии габбро-долеритов, в том числе и рудоносные, по отношению к породам платформенного чехла в целом характеризуются повышенными плотностью и намагничением. Их избыточная плотность достаточно стабильна и в зависимости от типа вмещающих пород колеблется от 0,20 до 0,40 г/см$^3$. Намагничение изменяется в значительно более широких пределах, но рудоносным интрузиям свойствен сравнительно узкий диапазон интенсивности намагничения, составляющий 300—400·10$^5$ СГСМ, причем суммарный вектор остаточного намагничения всегда положительный.

Благодаря значительным размерам и дифференциации физических свойств все известные рудоносные интрузии порождают геофизические аномалии. При небольшой глубине залегания над ними чаще всего наблюдаются близкие по очертаниям в плане магнитные и гравитационные аномалии, сопровождаемые аномалиями $\rho_к$. Однако с увеличением глубины залегания и под влиянием разнообразных геологических факторов аномалии становятся все менее четкими или вовсе теряются на фоне помех. Например, южная ветвь уникального Талнахского месторождения очень точно оконтуривается по данным магниторазведки, а аномалия силы тяжести практически не видна в связи с совокупным мешающим влиянием переменной мощности рыхлых отложений и блоковой тектоники. По мере погружения Талнахского интрузива к центру Хараелахской мульды магнитная аномалия становится менее четкой и, наконец, исчезает на фоне помех, а гравитационная аномалия, напротив, весьма надежно определяет положение интрузива до глубины 1200 м. Подобная трансформация аномальной картины объясняется изменением роли мешающих факторов. С погружением интрузии под все более мощную толщу интенсивно намагниченных эффузивов усиливается их влияние на магнитное поле, причем особенно сильно сказываются формы дневного рельефа и переменное намагничение. Вместе с тем над погруженной частью интрузива становится очень небольшой мощность рыхлых отложений и уменьшается негативная роль блоковой тектоники, что в сумме и определяет исключительно высокую эффективность гравиразведки. Перекрывающая эффузивная толща, характеризуемая относительно стабильными средними значениями объемного веса, в этом случае не вносит большого вклада в уровень помех.

В целом эффективность магниторазведки в наземном и воздушном вариантах выше в областях распространения осадочных пород, а гравиразведки — в контурах развития эффузивов.

Для оценки разрешающих возможностей магнито- и гравиразведки были произведены специальные расчеты над конкретными и обобщенными моделями рудоносных интрузий. Моделирование производилось и в двумерном, и в трехмерном вариантах. Оно показало, что при отсутствии или надлежащем учете помех разрешающие возможности рассматриваемых методов весьма велики. Так, модель Октябрьского месторождения при

глубине залегания 1000 м порождает гравитационную аномалию интенсивностью около 0,7 мгл и магнитную — около 90 гамм. Подобные аномалии без каких-либо осложнений выявляются современной аппаратурой. Следовательно, расчетная глубинность методов заведомо превышает 1000 м.

В благоприятных условиях расчетная и практическая глубинности методов различаются несущественно, причем практическая глубинность бывает даже несколько больше расчетной. Выше уже указывалось, что северная часть Талнахского месторождения, залегающая на глубине 1200 м, отображается гравитационной аномалией. Ее интенсивность и градиенты таковы, что заставляют предполагать большое распространение вверх пород, уплотненных за счет метаморфизма, связанного с внедрением интрузий. По-видимому, зона уплотнения локализуется над интрузивом, почти не распространяясь в стороны, а избыточная плотность метаморфизованных пород сравнительно медленно убывает по мере удаления от интрузива. Судя по предварительным расчетам, столб уплотненных эффузивных пород над рудоносной интрузией может достигать 1 км. Детальное изучение объемного веса эффузивных пород вблизи рудоносных интрузий, главным образом над ними, позволит в дальнейшем количественно учитывать эффекты уплотнения.

В осадочных породах столь мощных зон метаморфизма не наблюдается, что отчасти может объясняться большей их пластичностью, препятствующей метаморфизму. Но и в этом случае зона метаморфизованных уплотненных пород достигает значительной мощности и вносит существенный вклад в аномалии силы тяжести над рудоносными интрузиями.

Намагничение вмещающих пород под воздействием интрузива изменяется слабо и практически не влияет на величину порождаемой им магнитной аномалии.

По целому ряду параметров, определяющих облик магнитных и гравитационных аномалий, рудоносные интрузии не отличаются от огромного количества безрудных. Поэтому проблема разделения, классификация аномалий по степени их перспективности имеет первостепенное поисковое значение.

Из многочисленных попыток классификации только одну можно признать удачной. Сводится она к тому, что в число перспективных включаются аномалии, ориентированные длинной осью приблизительно по падению вмещающих пород, а в число неперспективных — ориентированные приблизительно по простиранию (Иванкин и др., 1971). Признак этот, эвристически найденный в 1960 г. Г. Г. Ремпелем, имеет глубокую связь с механизмом формирования рудоносных интрузий, а в статическом смысле — с пучковой формой строения рудных узлов (Иванкин и др., 1971).

Предполагаемые центры известных узлов тяготеют к центральным частям Норильской и Хараелахской мульд. Отдельные ветви пучков, представляющие собой лентовидные тела, приближаются к периферии мульд в направлении, близком к восстанию вмещающих пород. Поскольку углы падения пород, как правило, не превышают 5—10°, аномалии ориентированы длинными осями вдоль лентовидных интрузий.

Выявленная особенность в ориентации аномалий над рудоносными интрузиями требует соответствующей корректировки методики геофизических работ. Обычно маршруты аэромагнитной съемки прокладываются вкрест господствующего простирания пород, что целесообразно для картирования. Но в то же время подобная ориентация маршрутов наименее выгодна для поисков месторождений. В связи с этим необходимо традиционную съемку дополнить серией маршрутов, которые направлены примерно по простиранию пород и охватывают с некоторым запасом поле распространения отложений, слагающих так называемый перспективный этаж внедрения рудоносных интрузий (девон — низы нижнего триаса).

При относительно небольшом удорожании рассмотренное дополнение к методике аэромагнитных работ позволит существенно повысить их поисковую эффективность. Такого рода дополнительные работы необходимо провести и в ранее заснятых районах.

Следует отметить, что Октябрьское месторождение было открыто в значительной степени благодаря применению рассматриваемого признака. Именно по благоприятно ориентированной магнитной аномалии было точно установлено место заложения первой поисковой скважины. Определенные в дальнейшем по бурению контуры рудоносного интрузива очень близки к контурам магнитной аномалии в той ее части, которая расположена в области распространения осадочных пород. Эффузивы, как уже указывалось, вносят очень большие помехи в магнитное поле и препятствуют эффективному применению магниторазведки.

Последнее время в практику геофизических работ в Норильском районе внедряется метод переходных процессов (МПП). Он рассчитан на поиски субгоризонтальных проводящих тел. К числу таковых относятся все крупные залежи сплошных сульфидных руд в районе. Опытные работы на Талнахском месторождении показали, что его северо-восточная залежь, находящаяся на глубинах 500—600 м, уверенно фиксируется по данным МПП.

Проведенный полевой эксперимент и расчеты позволяют включить МПП в комплекс полевых геофизических работ как классификационный метод, направленный на оценку перспектив участков магнитных и гравитационных аномалий на поиски сплошных сульфидных руд. Основные помехи для применения МПП в Норильском районе создают графитизированные угленосные отложения тунгусской серии, в ряде случаев конкурирующие по проводимости с сульфидными рудами. Только широкое практическое применение МПП покажет, насколько серьезны эти помехи, а тем самым и практические классификационные возможности метода.

Не совсем ясны классификационные возможности сейсморазведки. Первые заслуживающие внимания результаты были получены в середине 60-х годов О. И. Калининым. Однако в дальнейшем внедрение метода затормозилось по разнообразным причинам, в том числе и по причине значительной дороговизны и трудоемкости сейсморазведочных работ.

Изложенное выше позволяет сделать следующие выводы.

1. Геофизическими методами уверенно выявляются основные рудоконтролирующие структуры района, представленные глубинными разломами и крупными пликативными структурами.

2. В благоприятных условиях дифференцированные рудоносные интрузии могут быть обнаружены при помощи магнито- и гравиразведки на глубинах, превышающих 1000—1200 м.

3. Учет ориентации длинных осей гравитационных и магнитных аномалий в сочетании с другими признаками рудоносности, в том числе данными МПП и сейсморазведки, позволяет существенно сократить число аномалий, которые необходимо проверить бурением.

Глава 9

# ОЦЕНКА ИНФОРМАТИВНОСТИ ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ПРОДУКТИВНОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Вопросы рудоносности дифференцированных трапповых интрузий Сибирской платформы рассматриваются в многочисленных статьях и монографиях (Архипова, 1975; Виленский и др., 1964; Виленский, 1967;

Годлевский, 1959; Додин, Батуев, 1971; Золотухин, Васильев, 1967; Золотухин и др., 1975; Золотухин, Щедрин, 1977; Иванов и др., 1971; Кавардин и др., 1974; Коровяков и др., 1963; Нестеренко, Альмухамедов, 1973; Роговер, 1959; Смирнов, 1966; и др.).

Исследователи давно пользуются для отличия рудоносных и нерудоносных в разной степени дифференцированных трапповых интрузий прямым признаком присутствия в породах вкрапленного или прожилково-вкрапленного сульфидного медно-никелевого оруденения. Обнаружить данный признак не всегда удается (ввиду недостаточной изученности объектов), либо сульфиды представлены акцессорными количествами. Поэтому определенный интерес как в практическом, так и в познавательном смысле представляют работы, в которых предпринимаются попытки к выявлению других признаков для отличия рудоносных и нерудоносных интрузий. Такими признаками могут быть,например, геохимические, минералогические, петрографические, геолого-структурные, геофизические и т. д., т. е. различные характеристические признаки трапповых интрузий (Васильев и др., 1973, 1974; Золотухин и др., 1975; Дмитриев и др., 1968, 1969; Петрология и перспективы..., 1978; и др.).

Характеристические признаки — это признаки, характеризующие объект и существенность которых относительно цели не определена (где цель, например, научиться отличать рудоносные и нерудоносные трапповые интрузии, далее называемые ,,рудными" и ,,нерудными").

Самостоятельную задачу представляет определение перспективности дифференцированных трапповых интрузий, в связи с которыми обнаружено сульфидное медно-никелевое оруденение. Отсутствие в этом случае существенных признаков или существенных наборов признаков значительно усложняет задачу и заставляет исследователей искать существенные признаки среди характеристических.

Набор характеристических признаков назовем существенным, если:

1) он достаточен для достижения цели, и с этой точки зрения каждый признак необходим в наборе. Таким образом, необходимость признака в наборе заключается в том, что при его удалении из набора, набор становится недостаточным для достижения цели;

2) кроме того, он является интерпретируемым относительно цели, т. е. имеет определенный содержательный смысл.

Характеристический признак, попавший в существенный набор, считается существенным. Простой случай — существенный набор состоит из одного характеристического признака.

Для выделения существенного набора признаков как для отличия рудных и нерудных трапповых интрузий, так и для определения перспективности рудных могут быть использованы различные способы, в том числе и математические.

Важной особенностью при использовании математических способов является то, что место существенного набора признаков занимает так называемый информативный набор или информативная система признаков (Дмитриев и др., 1966, 1975а, б; Бишаев, 1974; Карбышев и др., 1978; Иванов, Коногоров, 1971; и др.).

Введение понятия информативного набора связано с тем, что в процессе решения геологических задач методами распознавания образов исследователя обычно ограничивает, во-первых, совокупность объектов исследования и их характеристических признаков (представительность выборки); во-вторых, доброкачественность информации; в-третьих, рамки формально-математических средств решения.

Таким образом, информативный набор — это такой набор характеристических признаков, который с точностью до материала обучения и выявленных математических средств является достаточным для достижения цели (например, разделения рудных и нерудных интрузий), и с этой точки зрения каждый признак является необходимым в наборе.

Если кроме выделения информативного набора для его признаков устанавливается взаимная соподчиненность, то такой информативный набор принято называть информативной системой признаков. Пример такой соподчиненности — учет индивидуальной или индивидуально-коллективной роли признаков в достижении цели (Дмитриев и др., 1976).

В настоящей работе приводятся информативные системы признаков, которые были получены при решении двух задач: разделение рудных и нерудных в различной степени дифференцированных трапповых интрузий и определение перспективности рудоносных трапповых интрузий. Выбор информативных систем признаков проводился на основе использования логико-математических методов обработки геологической информации — тесторных подходов и метода целевой итерационной классификации (Дмитриев и др., 1975а; Бишаев, 1974, 1976). Здесь же проводится сопоставление полученных систем признаков между собой и анализ признаков, попавших в информативные системы, по их геологической существенности.

Для решения этих двух задач было взято несколько десятков (68) в различной степени дифференцированных трапповых интрузий, по которым удалось собрать информацию, близкую к одному уровню изученности (табл. 9.1). Каждая интрузия была охарактеризована четырьмя группами признаков (см. табл. 9.2).

Конечно, рассматриваемые объекты могут быть всесторонне охарактеризованы многими десятками или сотнями признаков. В данном случае одним из основных ограничений на количество признаков, участвующих в решении задач, являлось требование изученности каждого из 68 объектов по тому или иному признаку. И тем не менее некоторые объекты оказались не охарактеризованы (см. табл. 9.1, прочерки). Кроме того, выбор исходного количества признаков, характеризующих объекты, для решения задач зависел, с одной стороны, от поставленной цели и существующих представлений, знаний о дифференцированных трапповых интрузиях, с которыми эмпирически уже давно установлена связь сульфидного медно-никелевого оруденения, с другой стороны, от уровня имеющейся информации по этим объектам. При этом выбирались признаки, значения которых известны и имеют реальный смысл для всех рассматриваемых объектов.

Руководствуясь этими положениями, после обсуждения с геологами Норильской экспедиции, заинтересованными в данных работах, пространство признаков было ограничено цифрой 40 при почти равном их распределении по группам (табл. 9.2), из них 26 — качественные и 14 — количественные.

Дадим пояснения к некоторым признакам, приведенным в табл. 9.2.

Признак 2 — имеются в виду метасоматиты разнотемпературные.

Признак 17 — под кислыми гибридными породами подразумевается серия пород от габбро-диоритов через диориты к гранитоподобным породам.

Признак 18 — форма хонолита характерна для объектов класса «месторождения», для менее изученных объектов признак формы менее определенный, ясно только, что для нерудоносных характерны пластовые либо дайкообразные формы.

Признак 19 — под «эруптивными брекчиями» понимаются брекчии магматических пород не всегда ясного генезиса, сопровождающие промышленно-рудоносные интрузии.

Признак 25 — имеется в виду присутствие титаномагнетита без собственных кристаллографических либо округлых форм.

Признаки 26 и 27 — имеется в виду присутствие пирротина и халькопирита как в значительных количествах, так и в акцессорных.

Признаки — 20, 22, 23 и 26 — под нижними дифференциатами интрузии или нижними горизонтами понимаются пикритовые, троктолитовые, оливин-биотитовые, а также нижние контактовые и такситовые габбро-долериты.

Таблица 9.1

**Исходная информационная таблица**

| Класс | № | Объекты: Название | Признаки: 1 | 24 | 25 | 26 | 27 | 3 | 28 | 4 | 5 | 6 | 13 | 14 | 16 | 18 | 22 | 29 | 2 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 15 | 17 | 19 | 20 | 21 | 23 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | $X_{n+1}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| «Месторождения» | 1 | Верхнеталнахская Х-х | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 20 | 48 | 96 | 12,48 | 31,1 | 2,28 | 21,9 | 731 | 937 | 193,5 | 24,16 | 75,6 | 0,92 | 27,9 | 1 |
| | 2 | Верхнеталнахская С-з | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 20 | 30 | 90 | 10,09 | 36,9 | 2,97 | 25,5 | 736 | 923 | 194,3 | 23,81 | 76,5 | 0,96 | 26,6 | 1 |
| | 3 | Верхнеталнахская Ю-з | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 22 | 40 | 90 | 11,30 | 22,5 | 2,70 | 22,5 | 731 | 917 | 194,5 | 21,30 | 75,0 | 1,03 | 14,9 | 1 |
| | 4 | Верхнеталнахская С-в | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 23 | 39 | 95 | 10,84 | 20,9 | 2,93 | 20,9 | 726 | 921 | 194,0 | 20,18 | 69,5 | 1,75 | 17,1 | 1 |
| | 5 | Норильск-I | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 17 | 28 | 90 | 10,24 | 35,8 | 1,92 | 25,9 | 733 | 949 | 195,2 | 19,27 | 73,8 | 1,37 | 17,5 | 1 |
| | 7 | Гора Черная | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 16 | 30 | 88 | 11,66 | 32,2 | 2,33 | 20,6 | 752 | 938 | 194,1 | 22,87 | 75,1 | 1,64 | 20,9 | 0,5 |
| | 8 | Гора Зуб | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 17 | 34 | 90 | 9,53 | 39,3 | 3,35 | 25,9 | 764 | 920 | 195,0 | 16,69 | 69,6 | 1,18 | 30,6 | 0,5 |
| | 9 | Норильск-II | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 19 | 35 | 71 | 9,69 | 36,2 | 2,38 | 14,0 | 766 | 936 | 197,3 | 22,20 | 76,1 | 1,31 | 25,0 | 0,5 |
| | 10 | Нижнеталнахская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 25 | 31 | 80 | 12,18 | 30,7 | 2,74 | 35,1 | 734 | 932 | 193,8 | 20,59 | 75,5 | 1,47 | 20,6 | 0,5 |
| «Рудопроявления» | 21 | Нижний-I | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 31 | 48 | 67 | 10,81 | 37,8 | 2,21 | 12,1 | 762 | 940 | 194,5 | 14,22 | 67,3 | 1,57 | 29,8 | 0,3 |
| | 23 | Второй порог | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 30 | 48 | 65 | 9,56 | 44,9 | 2,63 | 15,4 | 778 | 930 | 190,8 | 18,87 | 67,3 | 1,79 | 16,9 | 0,3 |
| | 25 | Нижний-II | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 32 | 42 | 65 | 9,56 | 41,6 | 2,75 | 14,6 | 787 | 926 | 195,2 | 16,57 | 64,2 | 2,10 | 7,0 | 0,3 |
| | 28 | Кулюмбинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 32 | 47 | 81 | 7,41 | 46,0 | 3,52 | 19,2 | 805 | 913 | 196,8 | 7,96 | 46,0 | 3,31 | 3,8 | 0,3 |
| | 32 | Моронго | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 12 | 19 | 68 | 12,71 | 35,8 | 1,79 | 13,4 | 735 | 951 | 193,4 | 20,29 | 64,3 | 1,79 | 33,7 | 0,3 |
| | 34 | Хюкта | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 33 | 60 | 67 | 7,71 | 39,4 | 3,63 | 9,0 | 758 | 902 | 192,8 | 7,81 | 59,0 | 4,99 | 10,0 | 0,3 |
| | 35 | Галельская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 35 | 40 | 71 | 5,41 | 52,3 | 4,21 | 19,0 | 792 | 895 | 197,8 | 7,48 | 51,3 | 2,69 | — | 0,3 |
| | 36 | Гора Озёрная | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 36 | 50 | 67 | 9,63 | 36,8 | 2,41 | 17,1 | 790 | 964 | 195,3 | 11,15 | 61,0 | 2,17 | 3,5 | 0,3 |
| | 37 | Гора Подкова | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 31 | 42 | 67 | 8,53 | 42,4 | 2,54 | 15,3 | 795 | 962 | 196,0 | 9,75 | 63,5 | 2,21 | 9,3 | 0,3 |
| «Пробы» | 6 | Мантур | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 22 | 40 | 86 | 12,60 | 31,7 | 3,12 | 15,2 | 732 | 916 | 193,0 | 21,04 | 76,4 | 2,41 | 14,9 | |
| | 11 | Имангда | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 16 | 28 | 79 | 11,68 | 31,1 | 1,73 | 16,0 | 763 | 946 | 194,3 | 21,10 | 76,9 | 1,26 | 13,4 | |
| | 12 | Горстрой | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | — | — | — | 10,36 | 36,5 | 1,32 | 27,8 | 772 | 967 | 194,5 | 19,77 | 74,3 | 0,72 | 26,5 | |
| | 13 | Такситовая | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 33 | 58 | 70 | 6,68 | 49,4 | 3,16 | 23,9 | 839 | 919 | 197,1 | — | 56,0 | — | — | |
| | 14 | Маймечинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 39 | 42 | 71 | 7,14 | 44,1 | 2,78 | 17,1 | 827 | 932 | 197,5 | 9,48 | 39,6 | 2,40 | — | |
| | 15 | Нинимская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 41 | 53 | 74 | 7,28 | 43,0 | 2,78 | 14,6 | 811 | 931 | 196,5 | 8,30 | 59,9 | 2,69 | 7,30 | |
| | 16 | Булатная | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 33 | 59 | 70 | 7,44 | 47,4 | 2,72 | 12,5 | 800 | 929 | 196,5 | — | 35,0 | — | — | |
| | 17 | Мирдзинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 45 | 50 | 50 | 4,38 | 57,4 | 3,90 | 14,0 | 849 | 908 | 199,1 | 8,38 | 58,0 | 2,64 | 18,3 | |
| | 18 | Арылахская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 10 | 28 | 90 | 7,80 | 39,9 | 2,70 | 13,0 | 797 | 932 | 196,8 | 19,30 | 75,6 | 1,33 | 33,7 | |
| | 19 | Улахан-Вавинская | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 36 | 50 | 62 | 4,67 | 56,6 | 3,58 | 9,5 | 837 | 913 | 198,6 | 7,49 | 55,7 | 2,81 | 32,0 | |
| | 20 | Верхнекунтыкахская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 26 | 40 | 78 | 9,90 | 38,9 | 2,18 | 12,1 | 771 | 943 | 195,3 | 17,42 | 69,5 | 1,74 | 18,3 | |
| | 22 | Велингна | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 41 | 63 | 70 | 4,66 | 60,9 | 3,55 | 23,5 | 812 | 915 | 197,8 | 7,97 | 59,4 | 2,70 | 22,0 | |
| | 24 | Буркан | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 28 | 40 | 69 | 8,60 | 44,3 | 2,70 | 14,6 | 776 | 931 | 195,3 | 9,37 | 33,9 | 2,89 | 9,0 | |
| | 26 | Рудный | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 33 | 39 | 84 | 7,67 | 47,8 | 3,06 | 13,3 | 790 | 921 | 196,5 | 15,56 | 65,8 | 2,15 | 18,9 | |
| | 27 | Дегенская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 33 | 59 | 70 | 6,20 | 50,3 | 3,60 | 16,6 | 820 | 913 | 197,1 | 12,20 | 63,6 | 2,70 | 15,9 | |
| | 29 | Хупери | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 28 | 49 | 88 | 8,77 | 41,8 | 2,55 | 15,8 | 777 | 933 | 195,3 | 15,80 | 70,4 | 1,62 | 11,2 | |
| | 30 | Далдыканская | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 46 | — | 70 | 6,25 | 53,3 | 3,33 | 14,3 | 789 | 917 | 196,9 | 8,44 | 56,3 | 1,65 | 10,2 | |
| | 31 | Огонёр | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 41 | 42 | 72 | 7,02 | 49,9 | 2,93 | 13,5 | 787 | 929 | 196,6 | 7,02 | 49,8 | 2,95 | — | |
| | 33 | Накохоз | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 23 | 33 | 72 | 9,10 | 38,9 | 3,70 | 33,3 | 776 | 910 | 196,4 | 13,54 | 71,7 | 2,59 | 18,0 | |
| | 41 | Вавукан | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 28 | 51 | 67 | 5,21 | 51,1 | 3,21 | 14,9 | 839 | 923 | 197,6 | 6,93 | 62,2 | 2,45 | 37,0 | |
| | 42 | Нижнетомбинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 46 | 49 | 64 | 6,78 | 49,1 | 3,03 | 18,0 | 819 | 927 | 197,2 | 8,07 | 54,3 | 2,46 | 25,6 | |
| | 44 | Макус | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 33 | 35 | 63 | 8,37 | 36,0 | 2,25 | 20,3 | 774 | 944 | 196,2 | 11,18 | 67,4 | 2,01 | 22,9 | |
| | 45 | Джалтульская | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 24 | 30 | 75 | 8,61 | 42,7 | 2,63 | 15,8 | 800 | 935 | 196,1 | 8,68 | 39,0 | 2,26 | 5,5 | |
| | 46 | Верхнетомбинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 46 | 58 | 68 | 3,65 | 64,8 | 3,19 | 20,0 | 817 | 923 | 197,4 | 4,90 | 54,6 | 2,50 | 6,5 | |
| | 50 | Холомдах | 1 | 1 | 1 | — | — | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 26 | 66 | 65 | 7,23 | 51,1 | 2,66 | 12,5 | 782 | 929 | 196,4 | 10,28 | 60,8 | 1,20 | 13,5 | |
| | 52 | Хукочар | 1 | 1 | 1 | — | — | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 42 | 80 | 64 | 4,94 | 59,1 | 4,21 | 21,6 | 813 | 914 | 198,7 | 7,65 | 55,5 | 2,60 | 12,1 | |
| | 54 | Нижнефокинская | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 16 | 25 | 75 | 18,90 | 25,9 | 1,64 | 16,0 | 752 | 950 | 191,7 | 25,80 | 75,4 | 1,14 | 24,7 | |
| | 55 | Среднечангадинская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 43 | 46 | 76 | 8,57 | 36,9 | 3,69 | 18,2 | 800 | 909 | 194,4 | 9,57 | 45,0 | 2,74 | 0,01 | |
| | 57 | Левый Нижний Вилюйкан | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 39 | 46 | 69 | 4,98 | 54,9 | 3,14 | 13,0 | 834 | 924 | 198,8 | 5,05 | 47,2 | 2,91 | 7,4 | |
| | 61 | Бортовая | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 26 | 43 | 90 | 6,97 | 45,6 | 3,25 | 18,8 | 771 | 919 | 198,0 | 9,45 | 54,4 | 3,76 | 8,1 | |
| | 62 | Ханарская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 20 | 42 | 82 | 11,72 | 28,1 | 1,75 | 12,0 | 769 | 956 | 194,5 | 20,25 | 75,8 | 1,36 | 4,7 | |
| | 63 | Пясинско-Вологочанская | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | — | — | — | — | 13,65 | 31,8 | 2,30 | 14,0 | 747 | 935 | 193,0 | 19,03 | 74,0 | 1,82 | 24,9 | |
| | 64 | Зелёная Грива | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 14 | 26 | 82 | 12,91 | 31,4 | 2,38 | 33,0 | 765 | 940 | 193,8 | 17,21 | 72,4 | 1,93 | 29,9 | |
| | 65 | Верхнетулаектаасская | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 20 | 40 | 75 | 6,94 | 49,0 | 4,28 | 12,0 | 779 | 893 | 195,0 | 11,02 | 64,5 | 3,35 | 40,0 | |
| | 66 | Ручей Магнитный | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — | — | — | 16,08 | 25,5 | 1,44 | 25,0 | 725 | 960 | — | 25,37 | 80,7 | 0,57 | 24,7 | |
| | 67 | Арылахская-I | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 25 | 28 | 62 | 5,35 | 43,1 | 2,64 | 8,7 | 770 | 934 | — | 9,89 | 56,6 | 2,62 | 7,2 | |
| | 68 | Нижненорильская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 24 | 28 | 81 | 19,40 | 23,9 | 2,09 | 34,0 | 720 | 941 | 191,7 | 23,87 | 78,4 | 1,26 | 18,8 | |
| «Пустые» | 38 | Боллугурас | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 28 | 61 | 67 | 4,96 | 52,3 | 2,71 | 7,1 | 834 | 930 | 199,3 | 5,37 | 48,7 | 2,38 | 4,2 | |
| | 39 | Мынныйская | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 40 | 61 | 65 | 6,81 | 46,7 | 2,35 | 17,1 | 822 | 931 | 197,3 | 7,04 | 51,1 | 3,18 | — | |
| | 40 | Анакитская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | — | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 25 | 70 | 87 | 6,41 | 46,3 | 2,72 | 20,0 | 813 | 934 | 198,1 | 7,73 | 65,9 | 1,45 | 9,9 | |
| | 43 | Улахан-Хан | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 21 | 76 | 76 | 4,67 | 57,8 | 3,06 | 10,9 | 834 | 923 | 198,7 | — | — | — | — | |
| | 47 | Хунгтукунская | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 40 | 59 | 70 | 7,45 | 44,9 | 2,61 | 13,2 | 802 | 934 | 197,0 | 8,31 | 51,2 | 2,43 | 1,3 | |
| | 48 | Аламджах Восточный | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 21 | 80 | 70 | 7,85 | 42,6 | 2,55 | 10,5 | 784 | 936 | 196,1 | 13,11 | 64,3 | 1,93 | 7,4 | |
| | 49 | Аламджах Западный | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 32 | 80 | 72 | 5,71 | 53,0 | 3,24 | 18,4 | 796 | 920 | 197,5 | 11,01 | 73,6 | 2,82 | 4,8 | |
| | 51 | Джекинда | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 41 | — | 62 | 8,08 | 44,0 | 2,76 | 9,3 | 779 | 925 | 195,1 | 7,20 | 59,3 | 3,11 | 12,7 | |
| | 53 | Ботуобия | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 21 | — | 76 | 6,80 | 51,1 | 3,38 | 11,8 | 794 | 915 | 196,8 | 8,04 | 77,0 | 1,89 | — | |
| | 56 | Маргудольская | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 51 | 90 | 67 | 5,11 | 60,2 | 3,92 | 22,4 | 792 | 905 | 197,9 | 6,30 | 47,2 | 3,40 | 33,0 | |
| | 58 | Абанский силл | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 30 | 65 | 70 | 5,62 | 57,9 | 2,90 | 13,9 | 815 | 927 | 198,0 | 5,09 | 36,7 | 2,96 | 10,6 | |
| | 59 | Толстомысовский силл | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 30 | 60 | 61 | 6,81 | 46,8 | 3,25 | 7,2 | 791 | 914 | 196,2 | 2,91 | 24,8 | 4,04 | 0,6 | |
| | 60 | Падунский силл | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 30 | 60 | 63 | 6,56 | 51,0 | 3,26 | 14,3 | 800 | 915 | 196,8 | 9,00 | 57,1 | 3,20 | 8,0 | |

Таблица 9.2

**Список признаков, характеризующих дифференцированные трапповые интрузии**

| № п/п | Признаки |
|---|---|
| | *I. Геолого-тектоническая обстановка* |
| 1 | Связь интрузий с глубинными разломами |
| 2 | Наличие метасоматитов в экзо- и эндоконтактовых зонах |
| 3 | Наличие скарнов |
| 4 | Присутствие дифференцированных серий лав во вмещающих толщах |
| 5 | Наличие пикритовых базальтов во вмещающих вулканогенных образованиях |
| 6 | Наличие субщелочных траппов во вмещающих вулканогенных образованиях |
| 7 | Туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы базальтоидного состава в нижнем экзоконтакте |
| 8 | Конгломераты, песчаники, сланцы в нижнем экзоконтакте |
| 9 | Карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс в нижнем экзоконтакте |
| 10 | Туфогенно-лавовая толща и интрузивные породы базальтоидного состава в верхнем экзоконтакте |
| 11 | Конгломераты, песчаники, сланцы в верхнем экзоконтакте |
| 12 | Карбонатно-глинистые породы, ангидрит, гипс в верхнем экзоконтакте |
| | *II. Внутреннее строение интрузивных тел* |
| 13 | Характер дифференцированности (трех- и двухчленное строение) |
| 14 | Наличие нижних такситовых габбро-долеритов |
| 15 | Наличие верхних такситовых габбро-долеритов |
| 16 | Наличие пикритовых габбро-долеритов |
| 17 | Присутствие кислых гибридных пород в кровле интрузий |
| 18 | Форма интрузий (хонолит или другая) |
| 19 | Наличие «эруптивных брекчий» в периферических частях интрузий |
| | *III. Минералогические признаки* |
| 20 | Железистость оливинов нижних горизонтов (средние величины). |
| 21 | Железистость оливинов верхних горизонтов (средние величины) |
| 22 | Присутствие ортопироксена в нижних дифференциатах интрузий |
| 23 | Основность плагиоклаза нижних горизонтов (средние величины) |
| 24 | Наличие биотита |
| 25 | Присутствие неправильных выделений титаномагнетита |
| 26 | Наличие сульфидной вкрапленности в нижних горизонтах |
| 27 | Наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах |
| 28 | Проявление жильного оруденения |
| 29 | Наличие скаполита |
| | *IV. Петрохимические признаки* |
| 30 | Магнезиальность предполагаемого исходного расплава (по средневзвешенным или средним величинам в вес. %) |
| 31 | Железистость предполагаемого исходного расплава (мол. %) $\frac{(FeO+Fe_2O_3)}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\times 100$ |
| 32 | Содержание щелочей в предполагаемом исходном расплаве (вес. %) |
| 33 | Калиевость предполагаемого исходного расплава (мол. %) $\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\times 100$ |
| 34 | Кремнекислотность ($SiO_2$ — в атомных количествах) предполагаемого исходного расплава |
| 35 | Щелочность-кислотность предполагаемого исходного расплава (ат. %) $\frac{SiO_2+Al_2O_3}{Na_2O+K_2O+SiO_2+Al_2O_3}$ |
| 36 | Условный ионный потенциал для предполагаемого исходного расплава |
| 37 | Магнезиальность наиболее богатых оливином горизонтов (вес. %) |
| 38 | Степень магнезиальности наиболее богатых оливином горизонтов (вес. %) $\frac{MgO}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\times 100$ |
| 39 | Содержание щелочей в наиболее богатых оливином горизонтах (вес. %) |
| 40 | Степень дифференциации интрузий: $\Delta к.ф=(\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\times 100)$ верхний дифференциат $-(\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\times 100)$ нижний дифференциат |

Признаки 21 и 27 — под верхними горизонтами понимаются безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, а также габбро-диориты и верхние такситовые габбро-долериты и габбро.

Признаки 30—36 — для предполагаемого исходного расплава использованы средневзвешенные или средние величины по интрузиям, приведенные ранее в работе (Петрология и перспективы..., 1978).

Признаки 37—39 — учтены средние содержания по пикритовым и троктолитовым породам.

Признак 36 — условный ионный потенциал для предполагаемого исходного расплава рассчитывался по методике, предложенной В. А. Жариковым (1967).

Признак 40 — под степенью дифференциации понимается разность между коэффициентами фракционирования, вычисленными соответственно для верхних и нижних дифференциатов по имеющимся средним величинам (вес.%).

После характеристики каждого объекта вся информация была приведена к табличному виду (см. табл. 9.1), где указаны названия объектов и значения по каждому признаку (названия признаков не приводятся, а берется нумерация соответственно каждому признаку в табл. 9.2). Арылахская интрузия взята в двух вариантах:

1) Арылахская — более ранние данные, учитывающие присутствие в ней пикритовых габбро-долеритов (по материалам НИИГА);

2) Арылахская-I — более поздние данные (О. А. Дюжиков) по материалам бурения, не обнаружившего пикритовых габбро-долеритов в составе интрузии.

Затем было априорно проведено целевое разбиение всех исходных интрузий на группы в соответствии с масштабом проявления сульфидного медно-никелевого оруденения и уровнями детальности (подробностью) этого разбиения.

Первому уровню детальности соответствует наиболее общее целевое разделение всех имеющихся интрузий на две группы: с проявленным оруденением — «продуктивные» (соответственно номера объектов из табл. 9.1 — 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 41, 42, 44, 45, 46, 50, 52, 54, 55, 57, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68) и непроявленным оруденением — «пустые» (38, 39, 40, 43, 47, 48, 49, 51, 53, 56, 58, 59, 60).

Второму уровню детальности соответствует целевое разделение всех интрузий с проявленным оруденением (продуктивные) на группы: с промышленными масштабами оруденения — «месторождения» (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 33), с непромышленными масштабами оруденения — «рудопроявления» (21, 23, 25, 28, 32, 34, 35, 36, 37) и на группу «неизвестных» объектов относительно их сортировки на месторождения и рудопроявления (13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 24, 26, 27, 29, 30, 31, 41, 44, 45, 46, 50, 52, 61, 62).

Третьему уровню детальности соответствует целевое разделение всех месторождений на группы: крупные «более значимые» (1, 2, 3, 4, 5), мелкие —«менее значимые» (7, 8, 9, 10) и «неизвестные» относительно этого разделения (6, 11, 12, 33).

**Первая задача** — разделение рудных и нерудных трапповых интрузий.

Выделенные в соответствии с первым уровнем детальности две группы интрузий были представлены как два класса эталонных объектов: «продуктивные» (первый класс) и «пустые» (второй класс). В первый класс вошли 55 объектов, во второй — 13 (см. табл. 9.1).

Подробное решение этой задачи изложено в ряде работ (Карбышев и др., 1978; Васильев и др., 1974), отметим только, что решалась она в три последовательных этапа. На первых двух этапах информативная система

признаков устанавливалась методом целевой итерационной классификации, на третьем — тесторным методом, с учетом длин тесторов.

Первая система признаков была получена из исходного числа признаков — 25 качественных и 14 количественных. Разделение объектов первого и второго классов оказалось малоэффективным (при $W^*_{I/II} = W_{II/I} > 0{,}05$ правильных ответов 74%). В связи с этим полученную систему признаков нет основания считать информативной.

Таблица 9.3

**Общий код для количественных признаков**

| Номер признака | $a$ | $b$ | Номер признака | $a$ | $b$ |
|---|---|---|---|---|---|
| 20 | $<29$ | 1 | 34 | $<791$ | 1 |
| | $>29$ | 0 | | $\geqslant 791$ | 0 |
| 21 | $<59$ | 1 | 35 | $>926$ | 1 |
| | $\geqslant 59$ | 0 | | $<926$ | 0 |
| 23 | $>67$ | 1 | 36 | $<196{,}7$ | 1 |
| | $\leqslant 67$ | 0 | | $>196{,}7$ | 0 |
| 30 | $>6{,}9$ | 1 | 37 | $>8{,}31$ | 1 |
| | $<6{,}9$ | 0 | | $\leqslant 8{,}31$ | 0 |
| 31 | $<46{,}2$ | 1 | 38 | $>59{,}3$ | 1 |
| | $>46{,}2$ | 0 | | $\leqslant 59{,}3$ | 0 |
| 32 | $<2{,}76$ | 1 | 39 | $\leqslant 2{,}38$ | 1 |
| | $\geqslant 2{,}76$ | 0 | | $>2{,}38$ | 0 |
| 33 | $>14{,}4$ | 1 | 40 | $>13$ | 1 |
| | $<14{,}4$ | 0 | | $<13$ | 0 |

На втором этапе была сделана попытка улучшить разделение эталонных объектов класса «продуктивные» от класса «пустые». Информация об объектах была приведена к единому уровню — бинарному виду («1» — признак выполнен, «0» — признак не выполнен, прочерк — информация отсутствует), т. е. для количественных данных был выработан код — разделяющая граница значений для каждого количественного признака, на основании которой значения, находящиеся по одну сторону границы, принимались за «1», а по другую — за «0». Общий код количественных признаков приведен в табл. 9.3, где $a$— условие нахождения значения признака по ту или другую сторону границы, $b$ — соответствующее значение «1» или «0».

Для кодирования количественных данных использовался метод целевого кодирования, основанный на принципе получения максимального числа различий для объектов разных классов (Дмитриев и др., 1975б). Целевое кодирование, по существу, является началом в решении задачи разделения классов и часто позволяет усилить это разделение за счет увеличения мер различия для ряда объектов разных классов при переводе количественных признаков в бинарные. Отметим, что используемые математические процедуры на втором этапе не зависят от направленности кодирования, т. е. на результат решения не влияет, какая градация признака обозначена «1» и какая «0». После кодирования количественные признаки были приведены в табличную форму (табл. 9.4).

Полученная на втором этапе (рис. 9.1, табл. 9.5) система признаков дает лучшее разделение эталонных объектов (при $W_{I/II} = W_{II/I} > 0{,}05$ правильных ответов 90%). В связи с этим будем считать полученную систему признаков информативной. В полученную систему вошло большое количество признаков: 15 качественных и 11 количественных, при почти равном их распределении по информативности внутри системы (на рис. 9.1 признаки расположены в порядке уменьшения значений информационных весов $P_j$, где $\sum_{j=1}^{26} P_j = 1$). Неинформативными являются признаки, не попавшие в систему ($P_j = 0$), это номера 4, 5, 10, 15, 16, 18, 19, 25, 28, 29, 31, 38, 39 (см. табл. 9.2).

На следующем, третьем, этапе, учитывая особенности математического метода (ограничение на количество признаков, связанное с возможностями ЭВМ), для разделения объектов класса «продуктивные» и «пустые»

* $W_{I/II}$ — коэффициент предпочтения первого класса по сравнению со вторым, соответственно $W_{II/I}$ (Карбышев и др., 1978).

Таблица 9.4

**Количественные признаки после целевого кодирования**

| Номер объекта | Признаки | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 20 | 21 | 23 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 2 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | ● | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 3 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 4 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 5 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 7 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 8 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 9 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 10 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 21 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 23 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 25 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 26 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 32 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 34 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 35 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |
| 36 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 37 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 6 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| 11 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 12 | — | — | — | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 13 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | — | 0 | — | — |
| 14 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | — |
| 15 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 |
| 16 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | — | 0 | — | — |
| 17 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 |
| 18 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 19 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| 20 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 22 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| 24 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 27 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| 28 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 29 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 30 | 0 | — | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| 31 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | — |
| 33 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| 41 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 |
| 42 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| 44 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 45 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| 46 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 50 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 52 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 54 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 55 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 57 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 61 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 62 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 63 | — | — | — | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 64 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 65 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 |
| 66 | — | — | — | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | — | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 67 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | — | 1 | 0 | 0 | 0 |
| 68 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| 38 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 39 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |
| 40 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 |
| 43 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — | — | — | — |
| 47 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 48 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 |
| 49 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 |
| 51 | 0 | — | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |

Окончание таблицы 9.4

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 53 | 1 | — | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | — |
| 56 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |
| 58 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 59 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 60 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 |

были взяты из полученной на втором этапе информативной системы первые в порядке информативности 22 признака. Далее на основе тесторного метода с учетом длин тесторов была получена система признаков (см. рис. 9.1, табл. 9.5), которая позволила разделить объекты разных классов почти так же, как и первая информативная система (при $W_{I/II} = W_{II/I} > 0{,}05$ ошибка составила 13%). При этом разделяют объекты лучшим образом тесторные наборы, состоящие из пяти и шести признаков. Полученная в этом случае система признаков является также информативной. Интересно отметить, что распределение признаков по информативности как в первой, так и во второй системах очень похоже (коэффициент корреляции между информационными весами признаков $r = 0{,}937$), несмотря на то, что получены они были разными математическими методами.

В дальнейшем обсуждаются признаки в связи с информативной системой, полученной на втором этапе и давшей лучшее разделение объектов разных классов.

С петрологической точки зрения значительная роль ряда признаков в разделении «продуктивных» и «пустых» интрузий очевидна и находит объяснение.

Рассмотрим, например, признак 27 — наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузии. Признак является прямым поисковым, и с этой точки зрения понятна его необходимость и ведущая роль в информативной системе. Значимость данного признака отмечалась ранее и другими исследователями (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Золотухин,

Таблица 9.5

**Информационные веса признаков**

| Номер признака | $P_j^{I}$ | $P_j^{II}$ | $P_j^{III}$ | Номер признака | $P_j^{I}$ | $P_j^{II}$ | $P_j^{III}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 27 | 0,140 | 0,145 | 0,00 | 22 | 0,032 | 0,033 | 0,004 |
| 13 | 0,071 | 0,065 | 0,017 | 2 | 0,030 | 0,022 | 0,00 |
| 32 | 0,060 | 0,062 | 0,00 | 8 | 0,025 | 0,039 | 0,00 |
| 21 | 0,056 | 0,059 | 0,007 | 20 | 0,024 | 0,042 | 0,006 |
| 37 | 0,056 | 0,053 | 0,00 | 14 | 0,023 | 0,012 | 0,008 |
| 40 | 0,050 | 0,052 | 0,00 | 34 | 0,023 | 0,036 | 0,160 |
| 17 | 0,049 | 0,058 | 0,00 | 30 | 0,022 | 0,037 | 0,00 |
| 12 | 0,048 | 0,059 | 0,017 | 6 | 0,020 | 0,034 | 0,00 |
| 35 | 0,045 | 0,037 | 0,00 | 9 | 0,019 | 0,019 | 0,015 |
| 36 | 0,042 | 0,034 | 0,011 | 7 | 0,014 | 0,00 | 0,00 |
| 3 | 0,039 | 0,025 | 0,110 | 11 | 0,012 | 0,00 | 0,00 |
| 33 | 0,039 | 0,044 | 0,035 | 24 | 0,012 | 0,00 | 0,00 |
| 23 | 0,036 | 0,032 | 0,235 | 26 | 0,012 | 0,00 | 0,00 |
| 28 | 0,00 | 0,00 | 0,039 | 5 | 0,00 | 0,00 | 0,006 |
| 4 | 0,00 | 0,00 | 0,006 | 19 | 0,00 | 0,00 | 0,257 |
| 31 | 0,00 | 0,00 | 0,056 | 38 | 0,00 | 0,00 | 0,004 |
| | | | | 39 | 0,00 | 0,00 | 0,004 |

Примечание. $P_j^{I}$ — информационный вес признака в первой задаче, полученный на втором этапе методом целевой итерационной классификации; $P_j^{II}$ — информационный вес признака в первой задаче, полученный на третьем этапе тесторным методом; $P_j^{III}$ — информационный вес признака во второй задаче.

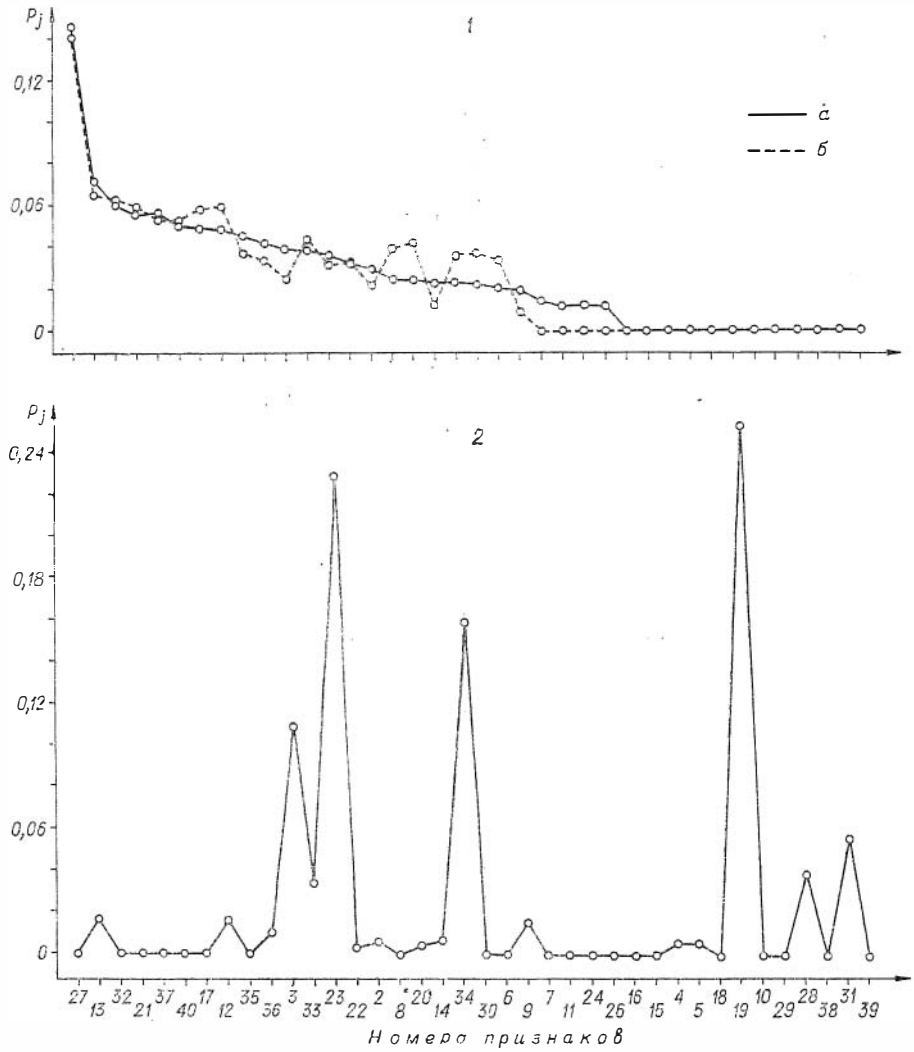



*Рис. 9.1.* Распределение признаков по информативности в первой (*1*) и второй (*2*) задаче. $P_j$ — информационный вес признака.
*а* — признаки, полученные на втором этапе, *б* — на третьем этапе.

1964а; Смирнов, 1966; Иванов и др., 1971; и др.). В то же время наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузии — это недостаточное условие, чтобы уверенно отнести данную интрузию к классу «продуктивные». Данный признак не всегда может быть проявлен или обнаружен на рудном объекте (см. табл. 9.1, номера объектов 29, 45, 63, 64, 65, 66 и 50, 52). Кроме того, он может быть проявлен и на «пустых» интрузиях (см. табл. 9.1, Боллугурас, Анакитская), в нижних частях которых гораздо чаще встречается сульфидная вкрапленность (признак 26), благодаря чему этот признак (26) малоинформативен в сравнении с обсуждаемым признаком 27.

Таким образом, чтобы различать наиболее уверенно рудные интрузии от нерудных, в информативную систему был включен в дополнение к признакам 26 и 27 целый ряд других характеристических признаков.

Одним из главных по петрологической значимости является характер дифференцированности интрузии (признак 13). Эмпирически известно, что довольно часто сульфидное медно-никелевое оруденение приурочено к наиболее дифференцированным интрузиям, и на это имеются свои генети-

ческие причины, которые разные исследователи объясняют по-разному (Годлевский, 1959; Роговер, 1959; Золотухин, 1964а; Виленский и др., 1964; и др.).

Учитывая наблюдающуюся зависимость оруденения и характера дифференцированности интрузии, можно связать воедино ряд признаков (см. табл. 9.1, 9.2, номера 30, 32, 33, 34, 35, 36, 40), характеризующих химизм интрузии в целом, который сказывается на вязкости родоначальной магмы и соответственно на характере и возможности ее дифференциации. С процессом дифференциации внедряющейся магмы связан и ряд других признаков, характеризующих магнезиальность наиболее богатых оливином горизонтов (признак 37) и состав минералов из этих горизонтов (признаки 20, 22, 23), а также железистость оливинов верхних горизонтов (признак 21).

Интересно отметить, что присутствие метасоматитов в целом (признак 2) является малоразличающим признаком, включенным в информативную систему в качестве дополнительного для различия ограниченного количества объектов. Наличие высокотемпературных метасоматитов-скарнов (признак 3) — также малоразличающий признак, не характерный для продуктивных объектов. Однако этот признак — один из самых информативных для решения следующей задачи о перспективности «продуктивных» интрузий (признак «наличие скарнов» выполнен на всех «более значимых» объектах — см. табл. 9.1, номера объектов 1, 2, 3, 4, 5). Внешняя противоречивая оценка этого признака возникает за счет малого количества «наиболее значимых» объектов на общем фоне «продуктивных».

Присутствие нижних такситовых габбро-долеритов (признак 14) является эмпирическим признаком, характерным для рудоносных интрузий. Интерпретация связи такситовых габбро-долеритов и оруденения у разных исследователей различна. Наши представления (Золотухин, 1964а; Золотухин и др., 1975) основываются на том, что такситовые породы и габбро являются горизонтами пегматоидов, генерирующих рудоносные растворы. Таким образом, намечается генетическая связь между горизонтами такситовых пород и габбро и сульфидным оруденением (подробнее данный вопрос рассматривается в специальном разделе этой монографии).

Присутствие кислых гибридных пород в верхних частях рудоносных интрузий (признак 17) косвенно свидетельствует о дифференцированном характере интрузии. Ранее уже указывалось (Золотухин, Олейников, 1963; Золотухин, 1964а; Даминова, 1956), что кислые гибридные породы появляются в результате взаимодействия верхних реакционно-способных дифференциатов интрузии с осадочной толщей вмещающих пород.

Роль ряда признаков, относящихся к литологическому составу вмещающих толщ, в разделении рудных и нерудных интрузий не совсем ясна (см. табл. 9.2, признаки 6, 7, 8, 9, 11, 12), хотя можно предположить, что их химический состав и физические свойства могли влиять на процесс осаждения рудного вещества.

Некоторые признаки неинформативны в решении задачи разделения рудных и нерудных интрузий либо в результате их малого развития на объектах (признаки 10, 15, 28, 29), либо наоборот — в результате большого развития их на всех объектах (признаки 1,25).

Неинформативность ряда других признаков (4, 5, 16, 18, 31, 38 и 39) объясняется их дублирующей ролью по отношению к более сильным признакам (30, 33, 34 и 37).

То, что при решении первой задачи малоинформативными или неинформативными оказались такие важные минералогические и петрологические признаки, как наличие жильного оруденения (признак 28), присутствие дифференцированных серий лав и пикритовых базальтов (признаки 4 и 5), наличие пикритовых, верхних и нижних такситовых габбро-

Таблица 9.6

**Сравнение «продуктивных» и «пустых» объектов по ряду неинформативных и информативных признаков**

| Класс | Номер объекта | Объект | Признаки | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | 28 | 4 | 5 | 14 | 15 | 16 | 18 | 26 | 27 | 13 | 6 | 21 |
| «Продуктивные» | 1 | Верхнеталнахская | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 2 | | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 3 | | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 4 | | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 5 | Норильск-I | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 6 | Мантур | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 7 | Гора Черная | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 8 | Гора Зуб | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 9 | Норильск-II | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 10 | Нижнеталнахская | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 11 | Имангда | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 18 | Арылахская | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 33 | Накохоз | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 44 | Макус | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| | 61 | Бортовая | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 |
| | 62 | Ханарская | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 63 | Пясинско-Вологочанская | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | — |
| | 64 | Зеленая Грива | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| | 65 | Верхнетулаектаасская | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 |
| | 67 | Арылахская-I | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| | 68 | Нижнепорильская | 0 | 1 | 1 | 1 | 0 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |
| «Пустые» | 38 | Боллугурас | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 1 | 0 |
| | 39 | Мынныйская | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 40 | Анакитская | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 |
| | 43 | Улахан-Хан | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 47 | Хунгтукунская | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| | 48 | Аламджах Восточный | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 49 | Аламджах Западный | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 51 | Джекинда | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |
| | 53 | Ботуобия | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | — |
| | 56 | Маргудольская | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 58 | Абанский силл | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 59 | Толстомысовский силл | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| | 60 | Падунский силл | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

долеритов (признаки 14, 15, 16) и форма интрузии (признак 18), свидетельствует о том, что информативная система признаков может быть использована в основном для прогнозирования «продуктивности» интрузии без знания этих признаков на объектах. Другими словами, обнаружение этих признаков на объекте почти прямо свидетельствует о его продуктивности. В табл. 9.6 выписаны «продуктивные» объекты, в которых проявлены данные признаки (хотя бы четыре из них) и по которым объекты четко отличаются от «пустых». Интересно, что в основном это сильно дифференцированные интрузии (признак 13), для которых характерно наличие сульфидной вкрапленности в нижних и верхних горизонтах (признаки 26 и 27), наличие субщелочных траппов (признак 6) и пониженная железистость оливинов верхних горизонтов (признак 21). Кроме того, большая часть их — интрузии из Норильского района и, как правило, хорошо изученные объекты (среди них много месторождений).

Таким образом, если выделить объекты из всей их совокупности, на которых проявлены признаки 28, 4, 5, 14, 15, 16 и 18 (см. табл. 9.6), то они одни уже могут разделить объекты на «продуктивные» и «пустые». Но, к сожалению, на многих объектах эти признаки не выполняются и приходится использовать много других признаков.

**Вторая задача** — определение перспективности рудоносных траповых интрузий. Для решения задачи выделенные в соответствии со вторым и третьим уровнями детальности три группы продуктивных интрузий

были представлены как три последовательных класса эталонных объектов, пять из класса «более значимых» месторождений, четыре из класса «менее значимых» месторождений, девять из класса рудопроявлений, соответственно номера объектов 1, 2, 3, 4, 5; 7, 8, 9, 10; 21, 22, 23, 25, 28, 32, 34, 36, 37 (см. табл. 9.1). Остальные 37 объектов представлены в качестве проб.

Предстояло найти такую информативную систему признаков, которая позволяла бы пропорционально количественным значениям целевого признака ($x_{n+1}$ в табл. 9.1) разделять объекты-эталоны разных классов и объединять (требование однородности) эти объекты внутри своего класса.

Подробное решение этой задачи изложено в работах (Карбышев, Бишаев, 1976; Карбышев и др., 1978), отметим только, что решалась она методом целевой итерационной классификации без изменения исходной информации, т. е. количественные признаки не приводились к бинарному виду.

Признаки «наличие биотита», «присутствие неправильных выделений титаномагнетита» и «наличие сульфидной вкрапленности в нижних и верхних горизонтах интрузии» не использовались для разделения классов, так как они принимают одинаковые значения на всех эталонных объектах и являются критерием общности для этих эталонных объектов.

В информативную систему признаков вошли 19 признаков (10 качественных и 9 количественных), при этом распределение признаков в системе неравномерно (см. табл. 9.5, рис. 9.1). 50% информации о перспективности объектов содержат два признака: наличие «эруптивных брекчий» в периферических частях интрузии (табл. 9.1 и 9.2, номер 19, $P_j = 0{,}257$) и основность плагиоклаза нижних горизонтов интрузии (номер 23, $P_j = 0{,}235$); 25% информации о перспективности содержат следующие два признака: кремнекислотность предполагаемого исходного расплава (номер 34, $P_j = 0{,}16$) и наличие скарнов (номер 3, $P_j = 0{,}11$); остальные 25% информации содержат 15 признаков.

При решении этой второй задачи признаки наличия скарнов (номер 3) и «эруптивных брекчий» в периферических частях интрузии (номер 19) наиболее ответственны за разделение «более значимых» месторождений от «менее значимых» и рудопроявлений. По-видимому, высокая информативность этих двух взаимосвязанных признаков объясняется наличием в рудоносной магме значительных количеств флюидов, которые при взрывных явлениях могут, с одной стороны, вызывать появление «эруптивных брекчий», а с другой — приводить к интенсивным метасоматическим явлениям как на магматическом этапе (появление магнезиальных скарнов), так и особенно широко в постмагматический этап, когда появляется большая масса высокотемпературных метасоматитов (скарнов). Подобные явления характерны для «более значимых» месторождений.

Высокая информативность признака основности плагиоклаза нижних горизонтов (номер 23) вытекает из повышенной основности (магнезиальности) исходного расплава, характерного для рудоносных интрузий. Следует отметить возрастание основности плагиоклаза нижних горизонтов от рудопроявлений к «более значимым» месторождениям с проявлением сильной корреляционной связи с целевым признаком ($r = 0{,}86$).

Высокая же информативность признака кремнекислотности предполагаемого исходного расплава (номер 34) обусловлена обратной зависимостью этого признака с основностью исходного расплава, причем наблюдается понижение кремнекислотности исходного расплава от рудопроявлений к «более значимым» месторождениям с проявлением сильной обратной корреляционной связи с целевым признаком ($r = -0{,}76$).

Информативность признака железистости предполагаемого исходного расплава (номер 31) объясняется тесной сопряженностью (обратной корреляционной зависимостью $r = -0{,}75$) с магнезиальностью (номер 30) этого расплава, которая в свою очередь имеет прямое отношение к рудо-

носности объектов и петрологически хорошо объясняется (Золотухин, Васильев, 1967).

Проявление жильного оруденения (номер 28) не является сильным информативным признаком, поскольку он характеризует как «более значимые» месторождения, так и ряд рудопроявлений, где могут иметь место различные содержания полезных компонентов.

Петрологически сильный признак — характер дифференцированности интрузии (номер 13), помогающий разделять месторождения от рудопроявлений, имеет сравнительно малую информативность за счет ее ослабления со стороны более сильных конкурирующих признаков (например, 31 и 34).

Заслуживает внимания информативность признака калиевости предполагаемого исходного расплава (номер 33), который, по-видимому, является дополнительным к более сильным признакам для отличия месторождений от рудопроявлений.

Роль дополнительных признаков играет ряд других малоинформативных, но важных с петрологической точки зрения признаков (4, 5, 14, 20, 21, 22, 38 и 39).

Некоторые признаки (12, 9, 36) являются сами по себе малоразличающими и включены в информативную систему как дополнительные для различия ограниченного количества объектов, и роль их в процессе рудообразования не совсем ясна.

Определенный интерес представляет сравнение информативных систем признаков, полученных при решении первой и второй задачи (см. рис. 9.1, табл. 9.5). Сравнивая эти системы между собой, можно видеть, что роль признаков при переходе от одной задачи к другой может меняться, и иногда очень сильно, в связи с изменением цели исследования. Так, например, наличие сульфидной вкрапленности в верхних горизонтах интрузии, будучи в первой задаче наиболее информативным признаком, во второй задаче полностью теряет свою информативность, становясь общим для всех эталонных объектов. Для целой группы признаков резко увеличивается их информативность при переходе к оценке масштабов оруденения у «продуктивных» объектов (вторая задача). Таковыми являются наличие скарнов и «эруптивных брекчий», проявление жильного оруденения, основность плагиоклаза нижних горизонтов, железистость и кремнекислотность предполагаемого исходного расплава. Для другой группы признаков характерна противоположная тенденция, т. е. уменьшение информативности признаков 2, 6, 8, 12, 13, 17, 21, 22, 32, 35, 36, 37 и 40. Ряд признаков не изменяет своей информативности при переходе от одной цели к другой, к таковым относятся признаки 9, 14, 20 и 33.

Некоторые признаки, имеющие большое петрологическое значение, остаются малоинформативными или неинформативными как в первой задаче, так и во второй (номера 4, 5, 7, 10, 11, 15, 16, 18, 25, 29, 38 и 39). По-видимому, часть из них не имеет отношения к цели исследования (7, 10, 11, 25 и 29), другие являются неинформативными по ряду причин, связанных с особенностями решения этих задач. Так, признаки 4 и 5 (наличие дифференцированных серий лав и пикритовых базальтов во вмещающих толщах, характеризующих наличие на глубине очагов магнезиальной дифференцирующейся магмы), несмотря на большое петрологическое значение, в первой задаче оказались неинформативными, а во второй — малоинформативными. Объясняется малоразличающая роль этих регионных признаков, по-видимому, тем, что они характерны только для Норильского района, а не для всего региона. Кроме того, в Норильском районе они в равной мере характеризуют как «более значимые», так и «менее значимые» месторождения. Поэтому в первой задаче они играют роль дополнительных признаков, а во второй задаче уступают место более сильным признакам (23 и 34), которые несут в себе информацию о различии всех (трех) эталонных классов.

Несмотря на большое петрологическое значение, признаки наличия верхних такситовых и пикритовых габбро-долеритов (номера 15 и 16) оказались неинформативными в обеих задачах, хотя можно было бы предполагать их значительную роль для различия «продуктивных» и «пустых» объектов. Объясняется это более значительной ролью других конкурирующих признаков (27, 30, 34 и 37), исключение любого из которых обусловило бы повышение значения признаков 15 и 16 для разделения объектов в первой задаче. Неинформативность этих признаков во второй задаче объясняется индивидуальной малоразличающей их ролью с точностью до материала обучения (16 — практически сквозной на эталонах, 15 — развит примерно одинаково в «более значимых» месторождениях и рудопроявлениях).

Неинформативность признака 18 (форма интрузии) в первой задаче объясняется, с одной стороны, малым развитием на «продуктивных» объектах, а с другой — дополнительностью его к более сильным признакам. Во второй задаче неинформативность этого признака обусловлена конкурирующей ролью более сильных признаков (23 и 34), которые вместе с формой интрузии в конечном счете связаны со спецификой состава и физических свойств магнезиальной магмы (Петрология и перспективы..., 1978).

Степень магнезиальности и содержание щелочей в наиболее богатых оливином горизонтах являются неинформативными и малоинформативными признаками, несмотря на их большое петрологическое значение, соответственно в первой задаче и во второй, в силу дублирующей и дополнительной их роли к более сильным признакам (в первой задаче к 37, во второй к 23, 34).

Результаты решения геологических задач позволяют сделать следующие выводы.

С помощью логико-математических способов решения получены информативные системы признаков, которые позволили уверенно разделять, во-первых, рудные и нерудные дифференцированные трапповые интрузии, во-вторых — «более значимые» и «менее значимые» месторождения и рудопроявления. В результате решения второй задачи выявлены наиболее интересные объекты *. К классу «более значимых» месторождений отнесена интрузия Ханарская, которая может быть рекомендована для детальных разведочных работ. Заслуживают внимания и дальнейшего изучения объекты, идущие по важности вслед за первой, а именно, Пясинско-Вологочанская и Имангдинская интрузии.

В первой задаче в информативную систему попало большое количество признаков, что говорит о сложности поставленной задачи, для решения которой требуется достаточно высокий уровень изученности объектов. Полученная система признаков имеет основное свое практическое значение для целей прогнозирования «продуктивных» объектов, в которых сульфидная вкрапленность в верхних и нижних горизонтах интрузии (признаки 26 и 27) либо не обнаружена, либо обнаружена в акцессорных количествах. Кроме того, не требуется знания по таким важным минералогическим и петрологическим признакам, говорящим почти прямо о продуктивности интрузии, как наличие жильного оруденения (признак 28), присутствие дифференцированных серий лав и пикритовых базальтов во вмещающих толщах (признаки 4 и 5), наличие пикритовых, верхних и нижних такситовых габбро-долеритов (признаки 14, 15 и 16) и форма интрузии (признак 18).

Информативные системы признаков, полученные с точностью до материала обучения и используемых математических средств, могут быть рекомендованы как совокупности косвенных поисковых признаков. Конечно, более строгое решение необходимо проводить по разработанной мето-

---

* Наиболее подробно результаты изложены в работе «Петрология и перспективы...,» (1978).

дике с помощью ЭВМ. Для использования полученных систем признаков с целью предварительного прогнозирования предлагаются следующие уравнения.

1. Для прогноза «продуктивных» интрузий с использованием $P_j^{\mathrm{I}}$ (табл. 9.5).

$$y = 0{,}14\cdot x_{27} + 0{,}071\cdot x_{13} + 0{,}06\cdot x_{32} + 0{,}056\cdot x_{21} + 0{,}056\cdot x_{37} + 0{,}05\cdot x_{40} + 0{,}049\cdot x_{17} + 0{,}048\cdot x_{12} + 0{,}045\cdot x_{35} + 0{,}042\cdot x_{36} + 0{,}039\cdot x_{3} + 0{,}039\cdot x_{33} + 0{,}036\cdot x_{23} + 0{,}032\cdot x_{22} + 0{,}03\cdot x_{2} + 0{,}025\cdot x_{8} + 0{,}024\cdot x_{20} + 0{,}023\cdot x_{14} + 0{,}023\cdot x_{34} + 0{,}022\cdot x_{30} + 0{,}02\cdot x_{6} + 0{,}019\cdot x_{9} + 0{,}014\cdot x_{7} + 0{,}012\cdot x_{11} + 0{,}012\cdot x_{24} + 0{,}012\cdot x_{26}.$$

Таблица 9.7

**Результаты предварительного прогнозирования «продуктивности» интрузий и их перспективности**

| Класс | Номер объекта | $y^{\mathrm{I}}$ | $y^{\mathrm{II}}$ | $y^{\mathrm{III}}$ | Класс | Номер объекта | $y^{\mathrm{I}}$ | $y^{\mathrm{II}}$ | $y^{\mathrm{III}}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| «Месторождения» | 1 | 0,927 | 0,970 | 0,959 | «Продуктивные» | 31 | 0,650 | 0,650 | 0,399 |
| | 2 | 0,806 | 0,790 | 0,918 | | 33 | 0,831 | 0,798 | 0,736 |
| | 3 | 0,866 | 0,836 | 0,927 | | 41 | 0,481 | 0,449 | 0,320 |
| | 4 | 0,761 | 0,770 | 0,961 | | 42 | 0,552 | 0,557 | 0,329 |
| | 5 | 0,843 | 0,850 | 0,900 | | 44 | 0,798 | 0,830 | 0,663 |
| | 7 | 0,931 | 0,899 | 0,590 | | 45 | 0,632 | 0,580 | 0,451 |
| | 8 | 0,870 | 0,890 | 0,588 | | 46 | 0,565 | 0,526 | 0,343 |
| | 9 | 0,836 | 0,780 | 0,644 | | 50 | 0,477 | 0,470 | 0,378 |
| | 10 | 0,915 | 0,890 | 0,599 | | 52 | 0,346 | 0,329 | 0,322 |
| «Рудопроявления» | 21 | 0,750 | 0,750 | 0,447 | | 54 | 0,757 | 0,806 | 0,512 |
| | 23 | 0,800 | 0,800 | 0,386 | | 55 | 0,655 | 0,660 | 0,676 |
| | 25 | 0,769 | 0,760 | 0,397 | | 57 | 0,381 | 0,360 | 0,294 |
| | 28 | 0,574 | 0,570 | 0,527 | | 61 | 0,658 | 0,650 | 0,723 |
| | 32 | 0,712 | 0,700 | 0,470 | | 62 | 0,821 | 0,830 | 0,820 |
| | 34 | 0,494 | 0,490 | 0,434 | | 63 | 0,666 | 0,680 | 0,726 |
| | 35 | 0,388 | 0,370 | 0,364 | | 64 | 0,642 | 0,612 | 0,618 |
| | 36 | 0,625 | 0,620 | 0,375 | | 65 | 0,536 | 0,550 | 0,507 |
| | 37 | 0,602 | 0,580 | 0,359 | | 66 | 0,542 | 0,560 | 0,492 |
| «Продуктивные» | 6 | 0,831 | 0,830 | 0,569 | | 67 | 0,682 | 0,670 | 0,378 |
| | 11 | 0,936 | 0,930 | 0,792 | | 68 | 0,975 | 0,960 | 0,635 |
| | 12 | 0,792 | 0,760 | 0,429 | | 69 | 0,364 | 0,387 | 0,616 |
| | 13 | 0,514 | 0,500 | 0,338 | | 70 | 0,583 | 0,585 | 0,674 |
| | 14 | 0,610 | 0,608 | 0,408 | | 71 | 0,549 | 0,565 | 0,707 |
| | 15 | 0,552 | 0,550 | 0,371 | «Пустые» | 38 | 0,371 | 0,360 | — |
| | 16 | 0,600 | 0,570 | 0,381 | | 39 | 0,375 | 0,245 | — |
| | 17 | 0,518 | 0,510 | 0,422 | | 40 | 0,573 | 0,550 | — |
| | 18 | 0,767 | 0,750 | 0,501 | | 43 | 0,332 | 0,196 | — |
| | 19 | 0,356 | 0,420 | 0,243 | | 47 | 0,387 | 0,400 | — |
| | 20 | 0,757 | 0,760 | 0,737 | | 48 | 0,340 | 0,313 | — |
| | 22 | 0,516 | 0,498 | 0,429 | | 49 | 0,209 | 0,193 | — |
| | 24 | 0,755 | 0,740 | 0,427 | | 51 | 0,278 | 0,240 | — |
| | 26 | 0,685 | 0,676 | 0,466 | | 53 | 0,293 | 0,171 | — |
| | 27 | 0,600 | 0,625 | 0,360 | | 56 | 0,312 | 0,280 | — |
| | 29 | 0,699 | 0,690 | 0,520 | | 58 | 0,251 | 0,227 | — |
| | 30 | 0,547 | 0,545 | 0,385 | | 59 | 0,163 | 0,131 | — |
| | | | | | | 60 | 0,168 | 0,175 | — |

Примечание. $y^{\mathrm{I}}$, $y^{\mathrm{II}}$ — величины принадлежности к классам «продуктивные» и «пустые», полученные соответственно по $P_j^{\mathrm{I}}$ и $P_j^{\mathrm{II}}$ (см.табл. 9.5); $y^{\mathrm{III}}$ — величины принадлежности к классам «более значимые» и «менее значимые» месторождения и к классу рудопроявления, полученные по $P_j^{\mathrm{III}}$ (см. табл. 9.5). Интрузии Иконская (69), Тальминская (70) и Ыттахская (71) включены дополнительно в прогноз по материалам, полученным позже.

Интрузия, которая может быть отнесена к классу «продуктивные», должна содержать такое количество признаков из тех, что перечислены в уравнении, чтобы $y > 0{,}5$ *. При этом суммирование коэффициентов происходит в большинстве случаев, когда признаки выполнены на объекте, кроме $x_3$, $x_8$, $x_{20}$, $x_7$ и $x_{11}$ — для этих признаков суммирование проводится, когда они не выполнены на объектах, причем $x$ принимает значение либо „1", либо „0".

2. Для прогноза перспективности рудной интрузии.

$$y = [0{,}11 \cdot x_3 + 0{,}039 \cdot x_{28} + 0{,}006 \cdot x_4 + 0{,}006 \cdot x_5 + 0{,}017 \cdot x_{13} + 0{,}008 \cdot x_{14} + 0{,}015 \cdot x_9 + 0{,}017 \cdot x_{12} + 0{,}257 \cdot x_{19} + 0{,}006 \cdot 0{,}0417(36 - x_{20}) + 0{,}007 \cdot 0{,}024 \cdot (60 - x_{21}) + 0{,}235 \cdot 0{,}032 \cdot (x_{23} - 65) + 0{,}0565 \cdot 0{,}031 \cdot (52{,}3 - x_{31}) + 0{,}0354 \cdot 0{,}038(x_{33} - 9) + 0{,}16 \cdot 0{,}0126(805 - x_{34}) + 0{,}011 \cdot 0{,}143 \cdot (197{,}8 - x_{36})] \cdot 0{,}7 + 0{,}3.$$

В данном уравнении, в зависимости от вида признака, $x$ имеет числовое выражение в соответствии с исходной табл. 9.1.

Интрузия, которая может быть отнесена к классу «более значимых» месторождений, должна содержать такие значения признаков из тех, что перечислены в уравнении, чтобы $y > 0{,}75$; к классу «менее значимых» — $0{,}4 < y < 0{,}75$ **.

По результатам предварительного прогнозирования к классу «более значимых» месторождений относятся интрузии Ханарская и Имангдинская, заслуживает внимания и Пясинско-Вологочанская интрузия, что хорошо согласуется с полученными ранее более строгими результатами.

Полученные информативные системы признаков по первой и второй задачам отражают важные особенности рудоносных интрузий и могут быть использованы для развития или построения петрологических моделей и процесса рудообразования. В связи с этим следует отметить, что полученные системы признаков могут быть не единственно возможными, и, как выясняется из данной работы, не следует использовать несколько параллельных по значимости и смыслу признаков, так как это не дает проявиться в информативных системах некоторым из них, несмотря на сильное их петрологическое значение.

---

* Пример расчета для интрузии горы Зуб в первой задаче: $y = 0{,}14 + 0{,}071 + 0 + 0{,}056 + 0{,}056 + 0{,}05 + 0{,}049 + 0{,}048 + 0 + 0{,}042 + 0{,}039 + 0{,}039 + 0{,}036 + 0{,}032 + 0{,}03 + 0{,}025 + 0 + 0{,}023 + 0{,}023 + 0{,}022 + 0{,}02 + 0{,}019 + 0{,}014 + 0{,}012 + 0{,}012 + 0{,}012 = 0{,}870$. Для остальных объектов результаты приведены в табл. 9.7.

** Расчеты для «продуктивных» объектов приведены в табл. 9.7.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований в сочетании с богатым опытом, накопленным при изучении Норильского и Талнахского рудно-магматических узлов, позволяют сформулировать комплекс наиболее благоприятных признаков для поисков дифференцированных трапповых интрузий с промышленным медно-никелевым оруденением.

**1. Региональные структурно-тектонические** поисковые факторы определяются аномальным строением земной коры и в первую очередь воздыманием поверхности Мохоровичича, неоднородным строением фундамента, обусловленным сочленением разновозрастных блоков, оптимальными мощностями чехла и образованиями высококонтрастных структур (валов, мульд) с одновременным возобновлением движений блоков фундамента и заложением глубинных разломов, имеющих рудоконтролирующее значение. Важным поисковым фактором при этом является наличие антиклиналей, поперечных к простиранию мульд, совпадающих с осевыми линиями разломов фундамента. Известные медно-никелевые узлы концентрируются на участках пересечения магмоподводящих разломов и антиклиналей северо-западного простирания. Бортовые части этих структур выражены флексурами и характеризуются изменением фаций и мощностей палеозойских отложений, появлением конседиментационных брекчий, исчезновением сульфатов. Рудоконтролирующая роль бортовых частей палеозойских структур может интерпретироваться как благоприятный путь для движения магматических расплавов, и в то же время крутые крылья поперечных структур и флексурные перегибы являются благоприятными структурными «ловушками» для локализации никеленосных интрузивов, что видно из структурных позиций известных рудных узлов.

Основными **локальными структурными факторами,** определяющими пространственное положение рудных узлов, являются крупные тектоно-вулканические структуры (мульды). Каждая мульда представляет собой несколько обособленную тектоно-вулканическую структуру, с развитием и формированием которой во времени и пространстве связан интрузивный, эксплозивный и эффузивный трапповый магматизм. Развитие вулкано-тектонических структур имеет важнейшее значение для всего хода магматизма, так как установлено, что промышленно-рудоносные интрузивы приурочены лишь к структурам, прошедшим весь путь эволюционного развития магматизма, включая и дифференцированную серию лав.

Все известные промышленно-никеленосные интрузивы приурочены к участкам центриклинальных замыканий мульд на пересечении их глубинными магмоподводящими разломами и образуют характерные рудно-магматические узлы. Каждая отдельная магматическая колонна или рудоносная интрузия в головной (фронтальной) ее части наиболее перспективна на богатые медно-никелевые руды. Подобно этому для вулкано-тектонической структуры (мульды) в целом наиболее интересные в промышленном отношении интрузии будут располагаться в головной, наиболее приподнятой части мульды. Для каждой мульды предполагается свой центр, от которого по восстанию расходятся лентовидной формы рудоносные хоно-

литы. Активное внедрение никеленосных интрузий обусловливает образование разрывных дислокаций, мелких складок, будинаж-складок, дайкообразных инъективных тел, реоморфических даек, флексуро-сбросов, складок облекания. Установлено также, что сплошные сульфидные жилы контролируются трещинами отрыва, килевыми выступами и мульдообразными прогибами почвы массивов.

Активное воздействие флюидно-магматической колонны на вмещающие породы выразилось в образовании тектонически обособленных блоков базальтов (кальдер), выделяемых в качестве «структур проседания», являющихся важным поисковым признаком. В тесной связи и синхронно с этими процессами образуются эксплозивные брекчиевые породы, прямая генетическая связь которых с никеленосными массивами доказывается одинаковыми петрохимическими параметрами вулканических стекол и средневзвешенных составов рудоносных интрузий.

2. **Литолого-стратиграфические факторы** контроля никеленосных интрузий предопределяются благоприятной литологической обстановкой для формирования рудоносных массивов. Установлены два горизонта локализации интрузий. «Верхний» располагается вблизи лавового экрана, сложен лагунно-континентальными осадками тунгусской серии и нижними покровами туфолав; «нижний» характеризуется переслаиванием глинистых, известково-доломитовых, ангидрито-мергелистых пород девона — карбона. Однако даже в пределах «благоприятного этажа» никеленосные интрузии избирательно приурочены к горизонтам и свитам, сложенным сланцеватыми глинистыми породами (отложения мантуровской, разведочнинской, тунгусской серий), характеризующимися анизотропией физико-механических свойств в продольном и вертикальном направлениях. Установлено также, что никеленосные интрузии приурочены к участкам распространения терригенно-карбонатного типа разреза палеозойских отложений, совпадающих с предтунгусскими флексурами, поэтому такие участки следует считать благоприятными для поисков никеленосных интрузивов.

3. **Вулканологические поисковые факторы** определяются закономерностями развития эксплозивной фации траппового магматизма.

Определяя потенциально никеленосными структурно-фациальные зоны с низким коэффициентом эксплозивности (Хараелахско-Иконская — 11%, Норильско-Вологочанская — 15%, Боярско-Дельканская — 14%, Ламско-Имангдинская — 21% и др.), мы придаем решающее значение флюидному режиму магматических процессов, обусловившему специфику в проявлении эксплозивного, эффузивного и интрузивного магматизма. Незначительная взрывная деятельность на определенных этапах магматизма благоприятствовала сохранению устойчивого флюидного режима, необходимого при процессах формирования никеленосных интрузивов.

Анализ пространственного размещения палеовулканов в локальных тектоно-вулканических структурах показал, что полигенные палеовулканы, располагающиеся в пределах региональных гравитационных максимумов, перспективны лишь на магнетитовое и медноколчеданное оруденение.

Никеленосные интрузии, с которыми пространственно совпадают группы моногенных трубок взрыва, располагаются по периферии очаговых зон полигенных палеовулканов, хотя корневые зоны рудно-магматических узлов и склоняются в сторону региональных гравитационных максимумов. Формирование никеленосных интрузий связано с более поздним этапом магматизма, с наличием в составе флюидной фазы фтора и бора, сохранение которых в относительно закрытой системе является благоприятным моментом при формировании медно-никелевых месторождений.

4. Цикличное развитие магматизма характерно в основном для районов развития рудоносных интрузий с обязательным условием наличия дифференцированной серии лав раннего этапа магматизма, крайними

членами которой являются субщелочные и пикритовые базальты. Степень глубинной дифференциации базальтов в период III—V фаз постепенно снижается при смене антидромной эволюции магматических очагов на гомодромную. Наиболее отчетливо глубинная дифференциация проявилась в течение второй тектоно-магматической фазы с последовательным антидромным характером излияния дифференцированной серии лав. Однако эта особенность свойственна лишь северо-западу Предтаймырской структурно-формационной зоны. На остальной территории антидромный характер эволюции магматических очагов выражен слабо. Следует заметить, что эффузивный магматизм вообще и лавы дифференцированной серии в частности в каждой тектономагматической структуре обладают своими специфическими петрохимическими особенностями, что может быть использовано при выделении перспективных площадей для поисков рудоносных интрузий. Установлено, что наиболее основными являются пикритовые базальты Хараелахского рудного узла, а наиболее кремнекислыми — пикритовые базальты Имангдинского рудного узла. По степени основности средневзвешенные составы пикритовых пород различных структур располагаются в следующем порядке: Ламско-Микчандинская тектоно-магматическая структура (1,37), Норильский и Хараелахский рудные узлы (1,34—1,35), север Вологочанской мульды (1,33), Имангдинский рудный узел (1,30), Иконская и Аянская тектоно-магматические структуры (1,26).

Одна из особенностей магматизма Норильского района, присущая почти исключительно площадям распространения никеленосных интрузий,— совпадение в петрохимическом отношении схем глубинной эволюции лав раннего этапа магматизма (второй фазы) и внутрикамерной дифференциации выделенных генетических рядов интрузий.

5. Составы исходных типов магм, их эволюция, а также геохимическая специализация контролируются кислотно-основным взаимодействием компонентов в условиях различного состава флюидов, влияющих на химизм расплавов и процессы рудообразования. В связи с этим выяснено, что определяется характер глубинной дифференциации щелочностью-кислотностью (Щ-к), кремнекислотностью (Кр) и степенью основности расплавов (С. о.), представляющей собою отношение щелочности-кислотности и кремнекислотности. Различные значения этих важнейших параметров показывают различный состав исходных расплавов и обусловливают петрохимические особенности всех фаций магматизма (эксплозивной, эффузивной и интрузивной) для соответствующих субпровинций или тектонически обособленных районов (локальных тектоно-магматических структур). Все относительное многообразие интрузивных траппов, контролируемое щелочностью-кислотностью и кремнекислотностью, укладывается в семь петрогенетических серий, отражающих характер глубинной эволюции расплавов от сугубо известковых или известково-щелочных серий пород до щелочных или ультраосновных щелочных. Внутрикамерная дифференциация обусловлена не только изменением щелочности-кремнекислотности расплавов, но и отношением в них калия к сумме щелочей.

Петрологический и петрохимический анализ интрузивного магматизма в породах Норильского района показал, что наиболее высокой степенью основности в среднем (1,20) отличаются интрузивы Норильской мульды, для которых характерно сравнительно высокое отношение калия к сумме щелочей. Интрузивы Имангдинской мульды обладают наиболее повышенной кремнекислотностью. Региональным благоприятным признаком поисков рудоносных интрузий является всегда более высокая кремнекислотность недифференцированных интрузий, чем дифференцированных. Поэтому степень глубинной дифференциации (отношение кремнекислотности недифференцированных интрузий к кремнекислотности дифференцированных) для районов распространения рудоносных интрузий всегда выше 1 и составляет 1,03—1,05.

Проведенные исследования показали, что рудоносность интрузии в значительной мере зависит от исходного состава расплава, но отнюдь не высокомагнезиального, ибо в этом случае даже при наличии серы вряд ли образуются сульфиды металлов.

6. Анализ петрохимических особенностей дифференцированных интрузий в региональном плане показывает, что никеленосны интрузивы щелочноземельной — калиевой ветви внутрикамерной дифференциации, которые сформировались при возрастающем парциальном давлении кислорода. Эти интрузии являются производными щелочной и слабощелочной петрогенетических серий глубинной дифференциации расплавов. Степень основности подобных интрузий (для средневзвешенных составов) составляет 1,20—1,30 при щелочности-кремнекислотности 910—970, кремнекислотности 720—770 и отношении калия к сумме щелочей 20—35.

Анализ условий внутрикамерной дифференциации в координатах щелочность (кислотность) — кремнекислотность показал, что дифференцированные интрузии в первую очередь характеризуются различными петрохимическими особенностями наиболее основных рудоносных дифференциатов — пикритовых или троктолитовых габбро-долеритов. Кроме того, состав последних, при прочих равных условиях, зависит от состава исходного расплава, что одновременно и предопределяет наряду с другими факторами степень и полноту расслоенности. Отмеченные предпосылки позволили выделить следующие генетические ряды дифференцированных интрузий: I — Норильско-Талнахский, или гипербазитовый — субщелочной; II—Нижнеталнахско-Черногорский, или гипербазитовый; III — Нижнефокинско-Зубовский, или базит-гипербазитовый; IV — Аламджахско-Накохозский, или гипербазит-базитовый; V — Горстроевский, или гипербазитовый — известковистый. Каждый генетический ряд интрузий в последовательности изложения более кремнекислый и известковистый, чем предыдущий. Кроме того, пикритовые габбро-долериты каждого генетического ряда интрузий близки по степени основности, образуя при этом ряд от более известковистых членов к субщелочным. В этом направлении за редким исключением возрастает рудоносность интрузий. Степень дифференциации интрузий, численно равная разности показателей основности (степеней основности) крайних по кремнекислотности дифференциатов, также закономерно уменьшается по мере снижения щелочности и увеличения кремнекислотности интрузий.

Как показали исследования в отношении рудоносности, заслуживают внимания интрузии Норильско-Талнахского, Нижнеталнахско-Черногорского и Нижнефокинско-Зубовского генетических рядов, для отдельных дифференциатов которых рассчитаны и приводятся петрохимические параметры, а также составлена номограмма для разбраковки интрузий на потенциально рудоносные и безрудные.

Петрохимические параметры рудоносных интрузий: I — Норильско-Талнахский генетический ряд. Средние значения по генетическому ряду следующие: а) пикритовые габбро-долериты: щелочность-кислотность (Щ-к — 940—960), кремнекислотность (Кр) $<660$, степень основности (С.о.) $> 1,45$; б) оливиновые габбро-долериты: Щ-к — 920—940, Кр — 720—760, С. о. — 1,23—1,30; в) безоливиновые габбро-долериты: Щ-к — 900—910, Кр — 760—795, С.о.— 1,14—1,19. II — Нижнеталнахско-Черногорский генетический ряд соответственно (а—в): а — 945—965; 650—695; 1,39—1,45; б — 930—940; 755—785; 1,20—1,23; в — 910—940; 765—805; 1,14—1,19. III — Нижнефокинско-Зубовский генетический ряд (а—в): а — 940—960; 680 —735; 1,30—1,39; б — 930—940; 755—790; 1,19 —1,23; в — 910—940; 765—815; 1,13—1,19. Наиболее перспективны в отношении поисков медно-никелевых руд интрузии первых двух генетических рядов.

7. Характерным признаком норильских никеленосных массивов является наличие многочисленных фланговых ответвлений, апофиз, эксплозив-

ных брекчий, краевых и апикальных зон рудоносных интрузий, даек эруптивных брекчий, рассматриваемых в качестве прямых поисковых признаков. Петрохимическими исследованиями показано, что составы вулканических стекол из эксплозивных брекчий, витродолеритов, цемент эруптивных брекчий, дайки и дайкообразные апофизы образуют единое поле, совпадающее с фигуративным составом рудоносных интрузий или их отдельных дифференциатов. Проведенными исследованиями установлено, что апофизы и фланговые ответвления никеленосных интрузивов представлены породами, соответствующими по петрохимическим параметрам определенным дифференциатам никеленосных интрузий, что может быть с успехом использовано для разбраковки интрузий на потенциально рудоносные и безрудные.

Зональность отдельного рудоносного массива, представляющего особый интерес для поисков, заключается в закономерном изменении формы, внутреннего строения, петрохимических параметров пород не только по разрезу, но и по склонению интрузива, что позволило выделить от области выклинивания к корням фронтальную, центральную и прикорневую зоны.

Петрохимические особенности выделенных зон сопоставимы как в целом для всей рудно-магматической системы, так и для каждого рудоносного массива. Фронтальные зоны сложены породами сравнительно повышенной щелочности (щелочности-кислотности) и кремнекислотности, значения которых закономерно снижаются к прикорневым зонам интрузии. Так, во фронтальных зонах отмечается снижение степени основности каждого горизонта, связанного с изменением петрографического состава пород. Понижение основности пород наблюдается также в прикорневых зонах при снижении степени дифференцированности массивов и выравнивании составов горизонтов.

8. Такситовые габбро-долериты и габбро представляют собой характерные породы рудоносных трапповых интрузий. Средние составы такситовых габбро-долеритов заметно отличаются от средних составов интрузий, в которых они располагаются,прежде всего заметно меньшими содержаниями $SiO_2$. Диапазон составов такситовых габбро-долеритов и габбро может перекрывать диапазон составов всех дифференциатов расслоенной серии интрузий, свидетельствуя об унаследованности первыми вторых. Для состава такситовых габбро-долеритов характерна тенденция с возрастанием содержания MgO, $Cr_2O_3$, щелочей, $TiO_2$, возрастания рудоносности вмещающих их интрузий, причем сами нижние такситовые габбро-долериты наиболее богаты серой, медью и никелем и в этом отношении им часто уступают даже пикритовые габбро-долериты расслоенной серии. По самому факту присутствия в рудоносных интрузиях, по специфике состава и генетической связи с оруденением такситовые габбро-долериты и габбро являются сильным поисковым критерием на сульфидное медно-никелевое оруденение.

9. Минералогические критерии имеют большое значение при распознавании рудоносных и безрудных интрузий. Наиболее высокий разделительный эффект получается при комплексном использовании особенностей проявления и химизма главных породообразующих минералов при сравнении однотипных пород, а также диапазонов колебания их состава по разрезам расслоенных интрузий в целом.

Положительным моментом на нахождение богатых руд норильского типа следует считать установление в пикритовых габбро-долеритах дифференцированных интрузий ультраосновной ассоциации минералов (маложелезистые оливин, ортопироксен, клинопироксен, высокоосновный плагиоклаз, хромит), состав которых несет следы глубинных магм.

Основными благоприятными признаками наиболее рудонасыщенных интрузий для отдельных минеральных видов назовем следующие.

Асимметричное распределение о л и в и н а по разрезу интрузии и

накопление его в приподошвенном горизонте (пикритовых габбро-долеритов) в количестве свыше 50%, при железистости не более 30—35% Фа комп. Оптимальная железистость минерала в высокомагнезиальных породах интрузии составляет 25% Фа комп., а диапазон колебания ее по разрезу — 30% Фа комп. Геохимическая специализация глубинных расплавов рудоносных интрузий отражается в повышенном содержании $Cr_2O_3$ и NiO в магнезиальных оливинах пикритовых габбро-долеритов.

Плагиоклазы рудоносных интрузий норильского типа имеют широкий диапазон колебания состава по разрезу, в проявлениях различных генераций минерала и зональных его кристаллах. Состав плагиоклаза ранней генерации из пикритовых габбро-долеритов соответствует битовнит-анортиту. Положительный фактор — присутствие в приподошвенных частях дифференцированных интрузий горизонтов богатых плагиоклазом пород — основных пегматоидов.

Наиболее перспективны на рудоносность расслоенные интрузии магнезиального подтипа полипироксенового типа по А. М. Виленскому (1967). Железистость ортопироксена пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий выше, чем у ассоциирующего с ним оливина, а в оливиновых габбро-долеритах наоборот — железистость ортопироксена ниже, чем у оливина. Для клинопироксенов рудоносных интрузий характерна высококонтрастная цветовая зональность, причем в минералах из пикритовых габбро-долеритов преобладает зеленая (хромистая) разновидность, а в безоливиновых — бурая (титанистая). Изменения состава клинопироксена снизу вверх по интрузии и в направлении центр — край зональных кристаллов имеют широкие колебания, сопровождающиеся повышением железистости, $SiO_2$, $TiO_2$, $Na_2O + K_2O$ и понижением количества $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$, CaO и MgO. Отличительной чертой зеленых клинопироксенов из пикритовых габбро-долеритов рудоносных интрузий являются наиболее высокие содержания $Al_2O_3$, $Cr_2O_3$, CaO, MgO. Относительно повышенные концентрации указанных выше компонентов в пироксенах характерны также и для других дифференциатов рудоносных интрузий при сравнении их с однотипными породами слабооруденелых и безрудных интрузий.

Окисно-рудные минералы в рудоносных интрузиях имеют широкий диапазон колебания состава от хромитов в пикритовых габбро-долеритах через обогащенные хромом и титаном магнетиты в оливиновых габбро-долеритах до титаномагнетитов в безоливиновых габбро-долеритах и габбро-диоритах. Проявление хромшпинелидов, как, впрочем, и других обогащенных хромом минералов, о которых говорилось выше, характерно для норильских интрузий с высокой сульфидной рудонасыщенностью.

10. В геохимическом отношении интрузии западной части Норильской субпровинции отличаются высокой концентрацией хрома, кобальта, никеля и меди при низком содержании титана, главным образом в дифференцированных интрузиях. Субпровинции свойственно высокое отношение никеля к кобальту и никеля к магнию. Кроме того, для этого района характерно весьма низкое содержание никеля в недифференцированных интрузиях.

Изучение рудоносных интрузий позволило предложить для них и их дифференциатов граничные пределы содержания Ni, Cu, Co, Cr, Ti/Cr, Cr/Mn, Cr/Co, Ni/Cu, Pt/Pd, которые вполне могут служить геохимическими индикаторами при разбраковке рудоносных и безрудных интрузий. Наиболее интересным и значимым является отношение в породах платины к палладию (Pt/Pd). Например, для рудоносных интрузий отношение это будет не ниже 0,3 и не выше 0,4.

Вокруг никеленосных интрузий были установлены геохимические ореолы широкого круга элементов как типоморфных для пород траппповой формации (Cr, V, Ti, Mn и др.), так и содержащихся в сульфидных рудах

(Ni, Co, Cu, Pt и др.). Ореолы имеют инфильтрационную природу и развиваются по трещинам и зонам тектонических нарушений. Хотя поведение микроэлементов в различных средах пока не изучено, несомненно, их ореолы должны быть учтены при поисках медно-никелевых руд.

11. Рассмотрение метаморфических и метасоматических процессов, связанных с интрузивными траппами Сибирской платформы, несмотря на еще слабую их изученность, позволило ранее в соответствии с принципами, изложенными В. А. Жариковым (1966), выделить одну метаморфическую и 12 метасоматических формаций.

К магматической — прогрессивной — стадии метаморфизма и частично — метасоматоза мы относим формации роговиков, гибридно-метасоматических пород и частично магнезиальные скарны. Остальные метасоматические формации пород отнесены к послемагматической стадии метасоматоза, которая подразделена на раннюю щелочную, кислотного выщелачивания и позднюю щелочную.

Развитие магнезиальных и известковых скарнов, наряду с высокотемпературными роговиками значительной мощности, а также полевошпатовых метасоматитов характерно для околоинтрузивных ореолов никеленосных интрузий Норильской субпровинции. В общем плане степень контактового метаморфизма и, очевидно, мощность интрузивных ореолов возрастают с увеличением отношения щелочности-кислотности к кремнекислотности в интрузиях всех петрогенетических серий, за исключением сверхизвестковой. Производные этой серии почти не оказывают заметного воздействия на вмещающие породы.

Как показало изучение месторождения Талнах, признаком вероятной рудоносности интрузий может быть сам факт проявления в связи с ней магнезиальных скарнов. Как положительный поисковый признак рудоносности интрузии может расцениваться наличие в известковых скарнах, связанных с нею, хромсодержащего граната, маложелезистых волластонита, везувиана и отсутствие скаполита. Повышенные содержания фтора и бора в известковых скарнах благодаря развитию везувиана, биотита, апатита и других фтор- и борсодержащих минералов являются показателем возможной рудоносности интрузии. В генетической схеме метасоматитов Талнаха известковые скарны соседствуют с околорудными изменениями, часто представленными кварц-полевошпатовыми и пироксен-полевошпатовыми метасоматитами, где альбит и калишпат могут присутствовать в различных соотношениях.

Ореолы полевошпатизации имеются как в телах самих интрузий (плагиоклазиты вокруг такситовых габбро-долеритов и габбро), так и за их пределами (альбититы и другие существенно полевошпатовые метасоматиты, часто сопровождающие сульфидное оруденение). Это может объясняться тенденцией к разложению темноцветных силикатов с появлением вместо них полевого шпата и рудного минерала (окислов железа либо сульфидов, если соотношение $\mu S$ и $\mu O_2$ в растворах благоприятствует этому).

Несомненные околорудные изменения представляют собой недавно обнаруженные в сульфидных рудах аномально высокожелезистые метасоматические темноцветные силикаты, которые указывают на метасоматическую природу самого оруденения и являются в то же время сильным поисковым признаком на сплошные сульфидные руды норильского типа. Причина возникновения тех и других, по-видимому,— в конечном счете аномальные отклонения в ходе эволюции постмагматических растворов в более кислую область, чем обычно в среде основных и ультраосновных пород.

12. **Гидрогеохимические признаки** для поисков рудоносных интрузий сводятся к выявлению аномальных содержаний в водных ореолах не только главных рудообразующих элементов, но и их спутников. Для Норильского района установлена отчетливая поисковая ассоциация рудообразующих элементов в водах: меди, никеля, кобальта, а также элементов-

спутников — серебра, цинка, титана, ванадия. Содержание этой ассоциации элементов в водах в аномальных количествах может служить прямым поисковым гидрогеохимическим признаком на сульфидное медно-никелевое оруденение. Из косвенных признаков наибольший интерес представляет аномальное содержание сульфат-иона в слабоминерализованных водах, а также наличие хлоридных натриево-кальциевых вод с относительно высокой минерализацией (1,0—8 г/л).

13. **Геофизические поисковые признаки** должны использоваться на всех стадиях геологических исследований. При региональных поисках перспективны на наличие никеленосных интрузий с сульфидным оруденением площади с аномальным строением земной коры, характеризующиеся мощным осадочным, маломощным «гранитно-метаморфическим» и очень мощным «базальтовым» слоями.

На стадии общих поисков гравитационными данными устанавливается насыщенность чехла интрузивными образованиями, максимальные значения которых совпадают с остаточными магматическими очагами (корневыми зонами палеовулканов). Сопоставление в плане корневых зон палеовулканов и медно-никелевых рудных узлов показывает, что последние приурочены к периферии палеовулканических очагов, к области нормального гравитационного поля. В пределах гравитационных максимумов следует ожидать лишь сульфидно-магнетитовое и медно-колчеданное оруденение, в то время как никеленосные интрузии более вероятны в периферических частях гравитационных максимумов.

Никеленосные интрузии, залегающие в немагнитных осадочных породах, выделяются по магнитным и гравиметрическим данным локальными положительными аномалиями, ориентированными вкрест простирания пород. При залегании их в поле развития сильномагнитных эффузивных траппов — по локальным положительным гравитационным аномалиям.

14. На основе логико-математических методов обработки информации по 68 дифференцированным трапповым интрузиям Сибирской платформы получены информативные системы признаков, которые могут быть рекомендованы как совокупности косвенных поисковых признаков для предварительного прогнозирования «продуктивности» интрузий и их перспективности. Результаты предварительного прогнозирования хорошо согласуются с полученными ранее результатами по разработанной методике с помощью ЭВМ. Таким образом, среди рассматриваемых «продуктивных» объектов выявлены первоочередные: для детальных разведочных работ рекомендуется интрузия Ханарская, заслуживают внимания и дальнейшего изучения интрузии Имангдинская и Пясинско-Вологочанская. Эти рекомендации, конечно, в большой мере определяются еще уровнем информации, которой располагали авторы к началу работ.

15. При дальнейших геолого-поисковых работах рекомендуется серьезное внимание уделять петрологическим и петрохимическим исследованиям магматических образований, а именно дифференцированной серии лав, и особенностям внутрикамерной дифференциации интрузивов, а также анализу пространственного размещения палеовулканов центрального типа.

## ЛИТЕРАТУРА


**Агафонов Л. В., Леснов Ф. П., Пинус Г. В.** Пироксены базит-гипербазитовых ассоциаций Северо-Востока СССР.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 6—31.

**Анастасенко Г. Ф., Сухов Л. Г., Митронин М. И.** Новые данные по петрологии и рудоносности некоторых дифференцированных интрузий долеритов на левобережье реки Северной.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1965, вып. 5, с. 5—21.

**Андреев Б. А., Клушин И. Г.** Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., «Недра», 1965. 495 с.

**Архипова А. И.** Геохимическая характеристика интрузивных траппов Норильского плато. Л., «Недра», 1975. 128 с.

**Архипова А. И., Батуев Б. Н., Наторхин И. А.** Петрология талнахских интрузий. Л., «Недра», 1977. 235 с.

**Архипова А. И., Додин Д. А.** Новые данные по субщелочному траппового магматизму в северо-западной части Сибирской платформы (горы Хараелах).— В кн.: Геология северо-запада Сибирской платформы. Л., Госгеолтехиздат, 1963, с. 153—167. (Труды НИИГА, т. 133).

**Архипова А. И., Наторхин И. А.** Трендовая корректировка оценочных геохимических показателей (на примере трапповых интрузий Норильского района).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Л., изд. НИИГА, 1971а, с. 89—98.

**Архипова А. И., Наторхин И. А.** Некоторые черты геохимии талнахских дифференцированных интрузий.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971б, с. 101—122.

**Батуев Б. Н.** Петрология метаморфических и метасоматических формаций Талнахского рудного узла. Автореф. канд. дис. Л., 1972. 28 с.

**Белоусов В. В.** Основные вопросы геотектоники. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.

**Белоусов В. В.** Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 121 с.

**Беляевский Н. А.** Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974. 280 с.

**Бишаев А. А.** Итерационный способ нахождения информативной системы признаков для целевой классификации объектов.— В кн.: III Всесоюзная конференция по проблемам теоретической кибернетики (тезисы докладов). Новосибирск, 1974, с. 185—187.

**Бишаев А. А.** Метод «Целевая итерационная классификация».— В кн.: Логико-математическая обработка геологической информации. Новосибирск, 1976, с. 70—92.

**Булгакова Е. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** К проблеме генезиса такситовых габбро-долеритов дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 2, с. 418—421.

**Бушкапец Ю. С., Невская А. В., Беляков Г. Д., Судаков Л. А.** Магматизм Каменского района и некоторые особенности его формационных типов.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 91—93.

**Васильев Ю. Р.** Оливины ультраосновных пород севера Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по петрологии и минералогии основных и ультраосновных пород. Новосибирск, «Наука», 1978.

**Васильев Ю. Р., Виленский А. М., Дмитриев А. Н. и др.** Новый этап исследований в применении дискретных математических методов в оценке перспектив рудоносности дифференцированных трапповых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Тезисы докладов к III Всесоюзному совещанию по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 113—114.

**Васильев Ю. Р., Гулецкая Э. С., Золотухин В. В., Коненко В. Ф., Рябов В. В.** Сопоставление серий флогопита-биотита из ультраосновных пород Маймеча-Котуйского и Норильского районов и диаграмма связи их химизма и оптических свойств.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 29—38.

**Васильев Ю. Р., Дмитриев А. Н., Золотухин В. В.** Распознавание и оценка никеленосных дифференцированных траповых интрузий севера Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1973, № 1, с. 13—23.

**Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** О метасоматитах интрузива Макус (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 187—211.

**Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, «Наука», 1975. 220 с.

**Вахрушев В. А., Воронцов А. Е.** Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976. 198 с.

**Виленский А. М.** Петрология интрузивных траппов севера Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 270 с.

**Виленский А. М.** Кислотно-основное взаимодействие компонентов в основных силикатных расплавах.—В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 102—119.

**Виленский А. М.** Физико-химические условия формирования естественных серий горных пород и связанных с ними медно-никелевых руд.— «Геол. и геофиз.», 1974а, № 1, с. 33—40.

**Виленский А. М.** Физико-химические условия глубинного и внутрикамерного петрогенезиса основных траповых расплавов.— «Геол. и геофиз.», 1974б, № 3, с. 33—39.

**Виленский А. М.** Интрузивный магматизм верхнепалеозойской — нижнемезозойской траповой формации Сибирской платформы. Автореф. докт. дис. М., 1974в. 45 с.

**Виленский А. М., Ваулин Л. Л., Немененок Т. И., Щедрин Н. Ф.** Геологические и петрологические признаки никеленосности дифференцированных интрузий Норильского района.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 3, с. 30—40.

**Виленский А. М., Кавардин Г. И., Кравцова Л. И., Старицына Г. Н.** Петрология траповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея. М., «Наука», 1964. 237 с.

**Виленский А. М., Шкодзинский В. С., Зедгенизов А. Н.** О влиянии кислотности-щелочности на состав магматических клинопироксенов.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 120—143.

**Виноградов А. П., Ярошевский А. А.** О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли.— «Геохимия», 1965, № 7, с. 779—790.

**Владимиров Б. М.** Петрография Падунского и Маргудольского траповых интрузивов. Иркутск, 1962. 150 с. (Труды ВСФ СО АН СССР, вып. 10).

**Вольвовский И. С., Рябой В. З., Шрайбман В. И.** Глубинное геологическое строение Ферганской впадины по геофизическим данным.— «Сов. геология», 1962, № 1, с. 156—160.

**Волков И. Д., Волынин А. М., Великоденний Г. Ф., Гончаренко В. В.** Физические свойства горных пород Норильского района.— «Уч. зап. НИИГА. Регион. геология», 1963, вып. 1, с. 197—208.

**Генкин А. Д.** Природные формы нахождения металлов группы платины.— «Труды ЦНИГРИ», 1963, вып. 57, с. 99—110.

**Генкин А. Д.** Метакристаллы и избирательное замещение в рудах.— В кн.: Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования». Т. 1. Прага, 1963, с. 526—532.

**Генкин А. Д.** Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М., «Наука», 1968. 102 с.

**Генкин А. Д., Васильева В. В., Яковлевская Т. Я.** Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения.— «Геол. рудных месторожд.», 1961, № 2, с. 100—108.

**Генкин А. Д., Дудыкина А. С., Телешова Р. Л.** Некоторые данные о составе породообразующих пироксенов и оливинов габбро-долеритового интрузива Норильск-I.— В кн.: Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. М., «Наука», 1970, с. 40—56.

**Генкин А. Д., Троева Н. В., Журавлев Н. Н.** Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфишерита.— «Геол. рудных месторожд.», 1969, № 5, с. 57—64.

**Гинзбург В. Л., Роговер Г. Б.** Закономерности распределения цветных и благородных металлов в главнейших рудообразующих минералах и силикатах.— «Сов. геология», 1960, № 3, с. 48—60.

**Годлевский М. Н.** Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

**Годлевский М. Н.** Магматические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968, с. 7—83.

**Годлевский М. Н.** Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., «Наука», 1973, с. 25—29.

**Годлевский М. Н., Полушкина А. И., Степанов В. К.** Моноклинные пироксены Талнахской дифференцированной интрузии.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1971, вторая часть, ч. 100, вып. 5, с. 545—557.

**Голубков В. С., Кавардин Г. И.** Основы петрографического и металлогенического районирования пермо-триасовых эндогенных формаций Тунгусской синеклизы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы. Л., «Недра», 1970, с. 5—23. (Труды НИИГА, т. 162, вып. 2).

**Гоньшакова В. И.** Траповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 293 с.

**Горшков Г. С.** О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— «Докл. АН СССР». 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.

**Горшков Г. С.** Некоторые вопросы теории вулканологии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1958, № 11, с. 21—27.

**Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—224.

**Гринин М. И., Лотышев В. И.** Плотностная характеристика пород и гравитационное влияние осадочного чехла Сибирской платформы.— «Труды СНИИГГиМС», Новосибирск, 1974, вып. 196, с. 22—28.

**Гринин М. И., Лотышев В. И., Сурков В. С.** Особенности глубинного строения земной коры Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977, с. 48—56.

**Даминова А. М.** О роли кристаллизационной дифференциации пород базальтоидного комплекса Таймыра.— В кн.: Сов. геология. Т. 51. М., 1956, с. 75—91.

**Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Фейгин Е. Б. и др.** Глубинное строение западной части Сибирской платформы и связь с ним траппового магматизма. (Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол.). М., «Наука», 1968.

**Дашкевич Н. Н., Яскевич В. И., Четвергов А. И. и др.** Глубинное строение западной части Сибирской платформы по геофизическим данным.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск. кн. изд-во, 1970.

**Деменицкая Р. М.** Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1975. 255 с.

**Денисенко И. Д., Калинин Д. В.** Гидротермальный синтез комплексных фторидов железа.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 8, с. 96—100.

**Дистлер В. В. и др.** Поведение Ni при кристаллизации сульфидсодержащих магм.— В кн.: Геохимия рудных элементов. М., «Наука», 1977.

**Дистлер В. В., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Хитров В. Г., Лапутина И. П.** Зональность медно-никелевых руд Талнахского и Октябрьского месторождений.— «Геол. рудных месторожд.», 1975, № 2, с. 16—27.

**Дистлер В. В., Лапутина И. П., Муравицкая Т. Л., Гроховская Т. Л.** Новые данные о составе пироксенов расслоенных траповых интрузий.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 231, № 4, с. 949—953.

**Дистлер В. В., Никольская Н. Н., Ешкова З. А., Тихомирова Э. И.** Элементы группы платины в траппах Норильского района.— В кн.: Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М., «Наука», 1976, с. 110—128.

**Дмитриев А. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** Диагностическая роль петрохимических признаков дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы, выявленных математической обработкой.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 136—137.

**Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П.** О математических принципах классификации предметов и явлений.— В кн.: Дискретный анализ. Вып. 7. Новосибирск. «Наука», 1966, с. 3—14.

**Дмитриев А. Н., Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Опыт применения дискретной математической обработки информации по дифференцированным траповым интрузиям северо-запада Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1968, № 12, с. 98—108.

**Дмитриев А. Н., Красавчиков В. О., Смертин Е. А. и др.** Логико-математическая обработка геологической информации. Программы к ЭВМ для логико-математической обработки геологической информации. (Оперативно-информационный материал). Новосибирск, 1975а. 189 с.

**Дмитриев А. Н., Кренделев Ф. П., Бишаев А. А. и др.** Организация и обработка геологической информации с помощью ЭВМ на основе построения тупиковых тестов.— В кн.: Логико-информационные решения геологических задач. М., «Наука», 1975б, с. 83—148.

**Дмитриев А. Н., Федосеев Г. С., Бабич В. В. и др.** Логико-математическая обработка геологической информации (теория и математический аппарат). Новосибирск, 1976. 152 с.

**Добренов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Кривенко А. П., Кутолин В. А.** Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 454 с.

**Додин Д. А.** Некоторые закономерности распределения микроэлементов в траппах гор Хараелах.— В кн.: Геология северо-запада Сибирской платформы. Вып. 1. М., Гостоптехиздат, 1963, с. 168—185.

**Додин Д. А., Батуев Б. Н.** Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 31—101.

**Додин Д. А., Соломина Л. Н., Шатков В. А.** Некоторые аспекты геохимии платиновых металлов в связи с поисками медно-никелевых руд.— В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленное значение. Л., 1973, с. 108—115.

**Додин Д. А., Шатков В. А.** О составе клинопироксенов Талнахской никеленосной интрузии (Норильский район).— «Докл. АН СССР», 1971, т. 200, № 2, с. 435—438.

**Дюжиков О. А.** О некоторых критериях потенциальной никеленосности траппов северо-запада Сибирской платформы (на примере Норильского района).— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы. Л.,изд. НИИГА, 1971а, с. 6—15.

**Дюжиков О. А.** Новые данные по петрохимии эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района (материалы II Норильской геологической конференции). Норильск, 1971б, с. 65—68.

**Дюжиков О. А.** О пикритовых базальтах Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1971в, т. 197, № 6, с. 1406—1409.

**Дюжиков О. А., Лиид Э. Н., Макеев М. М., Ногин С. М.** К вопросу о двухэтапном эффузивном трапповом магматизме северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. (Тезисы докладов Второго Всесоюзного совещания). Иркутск, 1971, с. 32—33.

**Жариков В. А.** Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения «боковых пород» и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

**Жариков В. А.** Кислотно-основные характеристики минералов.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5, с. 75—89.

**Жариков В. А.** Реакции компонентов в расплавах и магматическое замещение.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 62—77.

**Золотухин В. В.** Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных траппов интрузий. М., «Наука», 1964а. 192 с.

**Золотухин В. В.** Об инфильтрационно-метасоматической микрозональности в экзоконтактовых «брекчиевых рудах» Норильска.— «Докл. АН СССР», 1964б, т. 154, № 1, с. 114—117.

**Золотухин В. В.** О реакционных образованиях в рудах Норильска.— В кн.: Труды III Всесоюз. петрограф. совещания. М., «Наука», 1964в, с. 225—233.

**Золотухин В. В.** Минералогия реакционных образований в рудах Норильска.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 3. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 129—176.

**Золотухин В. В.** О результатах последних петрологических исследований интрузии Норильск-I.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966, с. 117—126.

**Золотухин В. В.** О находке фаялитсодержащих метасоматитов в рудах Норильска.— «Докл. АН СССР», 1971а, т. 198, № 3, с. 692—695.

**Золотухин В. В.** О генезисе так называемых «ликвационных» медно-никелевых сульфидных руд в свете новых данных.— «Геол. и геофиз.», 1971б, № 9, с. 12—22.

**Золотухин В. В.** О реликтах метасоматической зональности в сплошных сульфидных рудах Норильска и Талнаха.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 3, с. 678—681.

**Золотухин В. В.** Фторидные комплексные соединения как вероятные переносчики металлов и некоторые проблемы возникновения рудных формаций.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 12, с. 13—14.

**Золотухин В. В.** Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как околорудных изменениях, имеющих важное поисковое значение.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 93—112.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** О скарнах Норильска.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1964, с. 209—279.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Особенности формирования некоторых траппповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 230 с.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** К проблеме происхождения тахилитов в траппах северо-запада Сибирской платформы.— В кн. :Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969а, с. 269—290.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р.** Об условиях образования среднетемпературных метасоматитов интрузии Макус (северо-запад Сибирской платформы) в связи с проблемами генезиса околорудных альбититов.— «Геол. и геофиз.», 1969б, № 6, с. 12—22.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И.** Высокожелезистая разновидность пренита и новая диаграмма для пренита.— «Докл. АН СССР», 1965а, т. 164, № 6, с. 1390—1393.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Зюзин Н. И.** О высокожелезистом пумпеллите (лотрите) из Норильского района и новой диаграмме для пумпеллита.— «Докл. АН СССР», 1965б, т. 165, № 5, с. 1156—1159.

**Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин А. Г., Бакуменко И. Г.** Бабингтонит-пренит-пумпеллитовая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 218—251.

**Золотухин В. В., Олейников Б. В.** О кислых гибридных породах р. Горбиачин.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 60—106.

**Золотухин В. В., Рябов В. В.** «Талнахит» как одна из разновидностей норильских такситовых габбро-долеритов троктолитового типа.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 68—74.

**Золотухин В. В., Рябов В. В.** Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах.— В кн.: Пробл. петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 218—269.

**Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.** Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной траппповой интрузии. Новосибирск, «Наука», 1975. 432 с.

**Золотухин В. В., Серебрянников А. М., Зюзин Н. И., Васильев Ю. Р.** О температурах образования пирротинов и находке троилита в некоторых траппповых интрузиях.— «Геол. и геофиз.», 1966, № 2, с. 77—87.

**Золотухин В. В., Щедрин Н. Ф.** Дифференцированные интрузии Имангдинского рудного узла. Новосибирск, «Наука», 1977. 134 с.

**Зонтов Н. С.** Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса горы Рудной.— «Геол. рудных месторожд.», 1959, № 5, с. 3—20.

**Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А.** Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 197—304.

**Иванов Ю. Г., Коногоров Г. С.** Количественная оценка информативности поисковых признаков на экзогенное оруденение.— «Сов. геология», 1971, № 2, с. 115—125.

**Ивашкин П. Ф., Люлько В. А., Ремпель Г. Г.** Морфогенетические особенности рудных полей Норильского района.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 199, № 3, с. 674—676.

**Йодер Х. С., Тилли К. Э.** Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965. 247 с.

**Кавардин Г. И., Павлов Л. Г., Ленькин Е. Н., Куликов Ю. С.** Методические рекомендации по составлению крупномасштабных металлогенических карт для районов никеленосных траппов. Л., изд. НИИГА, 1974. 100 с.

**Карбышев В. Д., Бишаев А. А.** Прогнозирование продуктивности дифференцированных траппповых интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Логико-математическая обработка геологической информации. Новосибирск, 1976, с. 117—133.

**Карбышев В. Д., Бишаев А. А., Золотухин В. В. и др.** Перспективы рудоносности дифференцированных интрузий севера Сибирской платформы.— В кн.: Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 217—257.

**Комаров П. В.** Ореолы и аномалии фтора на месторождениях полезных ископаемых и их поисковое значение.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1970, № 1, с. 92—104.

**Комаров П. В., Пактинас Е. М.** Фтор, хлор, бром как элементы-индикаторы при геохимических поисках.— «Геол. рудных месторожд.», 1965, № 3, с. 65—74.

**Комарова М. З.** Магнетит — возможный индикатор геохимической специализации траппповых интрузивных комплексов Норильского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 88—90.

**Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953 (1-е изд.); 1955, с. 335—437 (2-е изд.).

**Коржинский Д. С.** Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7, с. 3—11.

**Коржинский Д. С.** Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

**Коржинский Д. С.** Математическая модель опережающей волны кислотности.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 2.

**Коржинский Д. С.** Метамагматические процессы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 12, с. 3—6.

**Коровяков П. А., Пелюбин А. Е., Райкова З. А., Хортова Л. К.** Происхождение норильских траппповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М., Госгеолтехиздат, 1963, 101 с.

**Кравцов В. Ф.** Некоторые вопросы геологической структуры Талнахского рудного узла и Норильского района.— В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л., 1973, с. 36—40.

**Кравцов В. Ф., Седых Ю. Н., Гор Ю. Г.** Геолого-структурные особенности Талнахского рудного узла.— В кн.: Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., «Недра», 1971, с. 8—31.
**Кривенко А. П., Поляков Г. В., Лаврентьев Ю. Г.** Зональность авгитов и некоторые вопросы петрогенезиса спинит-габбровой формации.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 4, с. 895—898.
**Кузьмин Е. Е.** Гидрогеохимические критерии поисков сульфидных месторождений (на примере Норильского района).— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 141—145.
**Кузьмин Е. Е.** Химический состав поверхностных и подземных вод Норильского района и его формирование.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского горнопромышленного района. Норильск, 1968, с. 250 — 252 (см. также с. 255—257).
**Кутолин В. А.** Статистическое изучение химизма базальтов. М., «Наука», 1969. 139 с.
**Лихачев А. П.** Роль лейкократовых габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 10, с. 75—89.
**Лучицкий И. В.** Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971, т. 1. 480 с.; т. 2. 380 с.
**Люлько В. А., Ржевский В. Ф., Салов В. М.** Структурно-тектонические критерии прогнозной оценки Норильского района.— В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л., изд. НИИГА, 1973, с. 31—35.
**Малич Н. С.** Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., «Недра», 1975. 197 с.
**Маракушев А. А.** Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты.— «Вестн. Московского ун-та. Геология», 1973, № 5, с. 3—25.
**Маракушев А. А.** Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 5. М., «Наука», 1975, с. 121—193.
**Маракушев А. А., Безмен Н. И.** Химическое сродство металлов к сере и кислороду.— «Геол. рудных месторожд.», 1969, № 4, с. 8—23.
**Маракушев А. А., Безмен Н. И., Сорокин В. И.** Миграционная способность металлов и образование рудных ореолов.— «Геол. рудных месторожд.», 1971, № 2, с. 3—27.
**Маракушев А. А., Перчук Л. Л.** Термодинамическая модель флюидного режима Земли.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4. М., «Наука», 1974, с. 102—129.
**Маракушев А. А., Яковлева Е. Б.** Генезис кислых магм.— «Вестн. Московского ун-та», 1975, № 1, с. 3—23.
**Масайтис В. Л.** Петрология Аламджахской траппповой интрузии (бассейн р. Вилюя). Л., 1958. 133 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 22).
**Маслов Г. Д.** Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 336—350.
**Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И.** Дифференцированная интрузия Велингна.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1966, с. 227—259.
**Мащак М. С.** Сульфидные медно-никелевые рудопроявления в протерозойских дайках диабазов южного склона Анабарского щита.— «Геол. рудных месторожд.», 1969, № 6, с. 74—78.
**Миямура С.** Сейсмичность Земли.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 93—103.
**Морковкина В. Ф.** Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала.— В кн.: Основные породы и проблемы их генезиса. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 130—224. (Труды ИГЕМ, вып. 77).
**Неменонок Т. И.** Эксплозивные брекчии в связи с поисками рудоносных интрузий в Норильском районе.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района. Норильск, 1971, с. 132—133.
**Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.** Геохимия дифференцированных траппов. М., «Наука», 1973. 186 с.
**Павлов Н. В.** Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 224 с.
**Перчук Л. Л.** Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 317 с.
**Петров В. П.** Магма и генезис магматических горных пород. М., «Недра», 1972. 134 с.
**Петрология и перспективы** рудоносности траппов севера Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1978. 287 с.
**Посохов Е. В.** Гидрохимия. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростовского ун-та, 1965. 138 с.
**Разгонов О. Г.** Зональность распределения элементов-индикаторов в рудоносных интрузиях Норильского района и окружающих их геохимических ореолах и ее использование при поисках медно-никелевых руд.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., изд. ИМГРЭ, 1972, с. 9—13.
**Ревердатто В. В.** Фации контактового метаморфизма. М., «Наука», 1970. 249 с.

**Ремпель Г. Г.** Магнитное поле северо-западной части Сибирской платформы и его геологическое истолкование. Автореф. канд. дис. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1967. 30 с.

**Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К.** Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1158—1160.

**Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 420 с.

**Роговер Г. Б.** Месторождение Норильск-I. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.

**Рябов В. В.** О происхождении такситового габбро-долерита, лейкократового габбро и магматической брекчии Хараелахской ветви Талнахской интрузии.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 2, с. 51—58.

**Рябов В. В.** Плагиоклазы и клинопироксены траповых интрузий как индикаторы дифференциации магматического расплава.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, № 1, с. 197—200.

**Рябов В. В.** Некоторые особенности минералогии метасоматитов из ореола Талнахской дифференцированной интрузии (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 8. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 107—147.

**Рябов В. В.** Магнетиты из метасоматитов Талнахского рудного узла.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 113—125.

**Рябов В. В.** О некоторых критериях различия магматических клинопироксенов из пород различных формаций.— В кн.: Материалы по петрологии и минералогии основных и ультраосновных пород. Новосибирск, «Наука», 1978, с. 119—147.

**Рябов В. В., Золотухин В. В.** О псевдотахилитах Талнахского интрузива на Сибирской платформе.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 3, с. 56—63.

**Рябов В. В., Золотухин В. В.** Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск, «Наука», 1977. 392 с.

**Рябов В. В., Корнева Т. А.** Некоторые вопросы минералогии хлоритов и хлоритоподобных минералов Норильского района.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 126—139.

**Саврасов Д. И., Камышева Г. Г.** Физические свойства докембрийских кристаллических пород Анабарского щита.— «Уч. зап. НИИГА. Региональная геология», 1966, вып. 8.

**Спроткина Т. Н.** О природе региональных аномалий Грааф-Хантера в Норильском районе.— В кн.: Северо-Сибирский никеленосный регион и его промышленные перспективы. Л., 1973, с. 93—96.

**Смирнов М. Ф.** Строение норильских никеленосных интрузий и их сульфидные руды. М., «Недра», 1966. 60 с.

**Соболев В. С.** Петрология траппов Сибирской платформы. Л., 1936. 227 с. (Труды Арктич. ин-та, т. 43).

**Соболев В. С.** Введение в минералогию силикатов. Львов, 1949. 331 с.

**Старицына Г. Н., Томановская Ю. Н., Кравцова Л. И.** Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. Л., «Недра», 1972. 210 с.

**Степанов В. К.** Породообразующие минералы Талнахской интрузии и анализ их парагенезисов с разработкой критериев рудоносности. Автореф. канд. дис. М., 1975. 25 с.

**Сурков В. С., Морсин П. И.** Определение мощности земной коры на основе теории изостазии.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 10, с. 63—71.

**Суханова Е. Н.** О принципиальной модели рудоносных интрузивов норильского типа и ее применимости.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Норильского района (материалы II Норильской геологической конференции). Норильск, 1971, с. 159—162.

**Тарасов А. В.** Реоморфические дайки и жилы в титан-авгитовых долеритах и породах экзоконтакта габбро-долеритовой интрузии Норильск-I.— «Уч. зап. НИИГА», 1966, вып. 9, с. 186—202.

**Тарасов А. В.** О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел.— В кн.: Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 123—276.

**Тараховский А. Н., Старицына Г. Н.** Хапарская рудоносная интрузия.— В кн.: Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. Л., изд. НИИГА, 1975, с. 24—32.

**Туезов И. К.** Опыт использования промышленных взрывов для изучения строения земной коры в зоне перехода от Сибирской платформы к Таймырскому прогибу.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 2, с. 123.

**Туровцев Д. М.** Закономерности пространственного распространения метаморфических и метасоматических образований в контактовых ореолах траповых интрузивов Талнахского рудного узла. Автореф. канд. дис. М., 1972. 25 с.

**Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббс Д. Е.** О вероятном рудообразующем магматическом рассоле в метаморфических породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии.— В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 167—172.

**Урванцев Н. Н.** Герцинский базитовый и гипербазитовый магматизм Средней Сибири и его металлогения.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. (Тезисы докл. к III Всесоюз. научн.-техн. совещ. 23—25 окт. 1974 г.). Красноярск, 1974, с. 8—9.

**Феоктистов Г. Д., Ущаповская З. Ф., Васильев В. К., Лахно Т. А., Елизарьева Т. П.** Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1975. 87 с.

**Фирсов Л. В., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В.** Калий - аргоновый возраст дифференцированных трапповых интрузий Норильского района.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6. с. 45—50.

**Фотиади Э. Э.** Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения). М., Гостехиздат, 1958. 226 с. (Труды ВНИИГеофизики, вып. IV).

**Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И., Моисеенко Ф. С.** Некоторые закономерности в строении и развитии земной коры по геофизическим данным на примере Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 25—32.

**Фотиади Э. Э., Ладынин А. В.** Состояние и геологические задачи комплексных геофизических исследований глубинного строения литосферы на территории Сибири и Дальнего Востока.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 144—154.

**Цветков А. И.** Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов.— «Труды ИГН АН СССР. Петрогр. серия», 1951, вып. 138, № 41.

**Шейнманн Ю. М.** Очерки глубинной геологии. (О связи тектоники с возникновением магм). М., «Недра», 1968. 231 с.

**Юдина В. В.** Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район).— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М., «Наука», 1965, с. 112—175.

**Юдина В. В.** Известковые скарноиды центральной и юго-восточной части Талнахского месторождения и особенности их зональности.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1970, с. 143—179.

**Юдина В. В.** Магнезиальные и известковые скарны и скарноиды Талнахского рудного узла.— «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 108, с. 58—86.

**Юдина В. В., Степанов В. К.** Магнезиальные скарны и скарноиды Талнахского рудного поля.— «Зап. Всесоюз. минералог. о-ва», 1972, ч. 101, вып. 5, с. 213—226.

**Юдина В. В., Степанов В. К.** К вопросу о магматическом скарнообразовании в связи с интрузиями верхнепалеозойских траппов.— В кн.: Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1973, с. 203—225.

**Haughton D. R., Roder P. L., Skinner B. J.** Solubility of sulfur in mafic magmas.— «Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 4, p. 451—467.

**Osborn E. F.** Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magmas.— «Amer. J. Sci.», 1959, v. 257, N 9, c. 609—647.

**Yoder H. S.** Diopside-anortite-water system at 5000 bars.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1955, v. 66, N 12, p. 1525—1535.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

*Предисловие* . . . . . 3

Глава 1. *Структурно-тектонические и литолого-стратиграфические поисковые факторы* (Т. И. Немененок) . . . . . 5

Глава 2. *Магматические критерии* . . . . . 9

2.1. Особенности эксплозивного магматизма как поисковые критерии (Т. И. Немененок) . . . . . —

2.2. Общие закономерности эффузивного магматизма и петрохимические особенности эффузивов как существенные поисковые критерии (Т. И. Немененок) . . . . . 12

2.3. Закономерности интрузивного магматизма и общие петрохимические особенности трапповых интрузий Норильского района (А. М. Виленский). . . . . 19

Глава 3. *Главнейшие особенности никеленосных дифференцированных интрузий* . . . . . 30

3.1. Особенности внутрикамерной дифференциации трапповых интрузий и некоторые общие черты магматизма Норильского района (А. М. Виленский) . . . . . —

3.2. О поисковом значении брекчий, брекчиевидных пород, апофиз и фланговых ответвлений, сопровождающих никеленосные интрузии (Т. И. Немененок). . . . . 45

3.3. Вопросы горизонтальной зональности никеленосных интрузий на примере Талнахского рудного узла (М. С. Сухарева). . . . . 49

3.4. Такситовые породы и габбро как важнейший критерий рудоносности дифференцированных трапповых интрузий (В. В. Золотухин) . . . . . 52

Глава 4. *Особенности состава главных породообразующих минералов как поисковые критерии* (В. В. Рябов) . . . . . 66

4.1. Оливины . . . . . 67

4.2. Плагиоклаз . . . . . 72

4.3. Пироксены . . . . . 74

4.4. Хромит — магнетит — титаномагнетит . . . . . 85

Глава 5. *Геохимические критерии рудоносности* . . . . . 86

5.1. Распределение в интрузивных траппах и некоторые особенности поведения элементов группы платины при формировании базит-гипербазитовых интрузий (В. В. Дистлер) . . —

5.2. Геохимические параметры рудоносности дифференцированных интрузий Норильского района и некоторые особенности их первичных геохимических ореолов (А. М. Виленский) 94

Глава 6. *Особенности метаморфизма и метасоматоза рудоносных интрузий как поисковые факторы* . . . . . 98

6.1. Общие особенности метаморфизма и метасоматоза, связанного с траппповым магматизмом (А. М. Виленский) . . . . . —

6.2. Некоторые поисковые признаки скарнов (В.В. Золотухин) 100

6.3. Полевошпатизация пород как поисковый признак (В. В. Золотухин) . . . . . 104

6.4 Высокожелезистые метасоматические минералы околорудных изменений как важный поисковый признак (В. В. Золотухин) . . . . . 107

Глава 7. *Гидрогеохимические критерии поисков медно-никелевых месторождений* (Е. Е. Кузьмин) . . . . . 116

Глава 8. *Геофизические поисковые признаки* (Г. Г. Ремпель, В. М. Салов). . . . . 122

8.1. Особенности глубинного строения земной коры, определяющие региональную металлогеническую специализацию района . . 123

8.2. Проявление рудоконтролирующих структур и никеленосных интрузивов в геофизических полях . . . . . 131

Глава 9. *Оценка информативности характеристических признаков при прогнозировании продуктивности дифференцированных трапповых интрузий* (В. Д. Карбышев, В. В. Золотухин) . . . 134

*Заключение* . . . . . 150

*Литература* . . . . . 158

**ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ СУЛЬФИДНЫХ РУД НОРИЛЬСКОГО ТИПА**

Ответственный редактор
*Владимир Степанович Соболев*

Редактор издательства *Е. С. Иванова*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. И. Смирнов*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Л. Л. Тычкина, С. В. Блинова*

ИБ № 9843

Сдано в набор 9.02.78. Подписано в печать 31.10.78. МН-10289. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,7. + 3 вкл. Уч.-изд. л. 17 Тираж 1000 экз. Заказ № 37. Цена 3 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.